

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel  
Nr. 28

Zwischenbericht der Arbeitsgruppe

DIAGNOSE EMPIRISCHER FELDER DER  
ALLGEMEINEN ATMOSPHERISCHEN ZIRKULATION

im Schwerpunkt

ENERGIEHAUSHALT UND ZIRKULATION  
DER ATMOSPHERE

der Deutschen Forschungsgemeinschaft

DOI 10.3289/IFM\_BER\_28

zusammengestellt  
von  
Fr. Defant und P. Speth

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel  
No. 28

Preliminary Report of the working group

DIAGNOSIS OF EMPIRICAL FIELDS OF  
THE GENERAL CIRCULATION OF THE ATMOSPHERE

of the main supporting program

ENERGY-BUDGET AND CIRCULATION OF  
THE ATMOSPHERE

of the German Research Society

presented and arranged  
by

Fr. Defant and P. Speth

# INHALTSVERZEICHNIS

Seite

## Vorwort

1. Geophysikalische Klimaforschung (Klimaanomalien und Klimamodell) Meteorologisches Institut der Universität Bonn	1
1.1. Klimaanomalien der inneren Tropenzone und ihre Telekonnektionen	3
1.2. Empirische Grundlagen für ein Klimamodell	20
1.2.1. Problemstellung	20
1.2.2. Klassifizierung von Klimamodellen	23
1.2.3. Ein zonal gemitteltes Klimamodell	25
1.3. Wechselwirkung synoptischer und konvektiver Prozesse	30
2. Feldverteilungen der Bewölkung (Ergebnisse aus Satellitenbeobachtungen)	33
2.1. Untersuchung über die jahreszeitliche Häufig- keit von heiterem, wolkeigem und stark bewölk- tem Wetter im europäisch-atlantischen Bereich nach Satelliten-Aufnahmen (H. Malberg, Berlin)	33
2.2. Untersuchungen im Bereich der innerertropischen Konvergenzzone anhand von Satellitendaten (M. Eckardt, Berlin)	42
3. Stratosphärische Untersuchungen (Klimatologie und Energetik)	50
3.1. Ein Beitrag zur Klimatologie der Stratosphäre (K. Labitzke, Berlin)	50
3.2. Berechnungen zum Drehimpulshaushalt der Stratosphäre (K. Rose, Berlin)	63
3.3. Bilanz der kinetischen Energie der Großturbulenz der Stratosphäre für einen Winter mit "major warming" (E. Klinker, Berlin)	71

5. Berechnung energetischer Felder aus dem baroklinen Modell der Atmosphäre des Deutschen Wetterdienstes  
(H.J. Lange, Berlin) 183
6. Wärme- und Wasserdampftransport in der Hadley-Zelle über dem Nordatlantik  
(von Mitarbeitern des Meteorologischen Instituts der Universität, der Forschungsgruppe Radiometeorologie an der Universität und des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg) 195
7. Bestimmungen des planetaren Strahlungshaushalts auf Satellitenmessungen)  
(E. Raschke, Köln) 211



## ZUSAMMENFASSUNG

Der vorliegende Bericht gibt eine Zwischenbilanz der Arbeiten, die im Rahmen einer speziellen Arbeitsgruppe:

"Diagnose empirischer Felder der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation" innerhalb des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Schwerpunktprogrammes "Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre" von 1968 bis 1974 ausgeführt wurden. Die Untersuchungen wurden dabei an den meteorologischen Instituten der Universitäten Bonn, Berlin, Hamburg, Kiel und Köln durchgeführt und in mehreren Arbeitsseminaren aufeinander abgestimmt (Sprecher: Prof. Dr. Fr. DEFANT). Dabei wurden die Ergebnisse präsentiert und eingehend diskutiert.

## SUMMARY

The preliminary report under consideration contains all the scientific work carried out by a special working group

"Diagnose empirischer Felder der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation (DEFAAZ)" sponsored by the German Research Society in the framework of a main supporting programme "Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre" during the period from 1968 to 1974. These investigations have been undertaken at various meteorological institutes of the universities Bonn, Berlin, Hamburg, Kiel and Köln. They have been coordinated (speaker: Prof. Dr. Fr. DEFANT) at several workshop-seminars where the results have been presented and thoroughly discussed.

## VORWORT

In dem von der Deutschen Forschungsgemeinschaft eingerichteten Schwerpunktprogramm mit dem Titel "Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre" sind vier Arbeitsgruppen mit den nachfolgenden Forschungsrichtungen tätig:

1. Simulations-Projekt Allgemeine Atmosphärische Zirkulation (SPA AZ)
2. Strahlung
3. Experimentelle Erfassung der Grenzschicht (EXPEG)
4. Diagnose empirischer Felder der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation (DEFAAZ).

Viele der in den einzelnen Themenkreisen durchgeführten Arbeiten haben dabei Zielsetzungen mit dem "Global Atmospheric Research Programme (GARP)" gemeinsam.

Der vorliegende Bericht gibt eine Zwischenbilanz der Arbeitsgruppe DEFAAZ und umfaßt den Förderungszeitraum von 1968 bis zum Ende des Jahres 1974. In dieser Arbeitsgruppe werden unter Verwendung von verschiedenen Beobachtungssätzen der atmosphärische Zustand, seine zeitliche und räumliche Veränderlichkeit und die Energetik der Atmosphäre möglichst objektiv untersucht. Ein wesentlicher Punkt ist dabei, das Zirkulationsgeschehen einschließlich seiner Anomalien besser zu verstehen und Vergleichsmöglichkeiten für Ergebnisse von numerischen Modellrechnungen anzubieten. Die Arbeiten der Gruppe DEFAAZ erfolgten in Zusammenarbeit von mehreren Instituten in Bonn, Berlin, Hamburg, Kiel und Köln und wurden in Arbeitsseminaren in Westerland (1971), Bad Harzburg (1972), Lüneburg (1973) und Damp 2000 (1974) koordiniert. In insgesamt sieben Arbeitsbereichen ist die Gruppe seit ihrer Gründung tätig:

1. Im ersten Tätigkeitsbereich lag der Schwerpunkt auf der Erforschung von Anomalien der Zirkulation. Speziell wurde versucht, Telekonnektionen zwischen weit auseinander liegenden Gebieten in ihren langzeitlichen meteorologischen Datenreihen objektiv zu untersuchen. Auch wurden hier die in Berlin begonnenen Untersuchungen des Weltwetters fortgeführt. Mit der Entwicklung eines Klimamodells befaßte sich ein weiteres Forschungsteam, wobei angestrebt wird, durch vorgegebenen Antrieb die zonal gemittelte Zirkulation zu verifizieren und dann durch Änderung im Antrieb Klimaänderungen zu simulieren (vgl. Abschnitt 1 dieses Zwischenberichtes).
2. Im zweiten Arbeitsbereich wurden verfügbare Satellitenbeobachtungen hinsichtlich Wolken und Eis und mit Hinsicht auf die Wasseroberflächentemperatur ausgewertet und bearbeitet. Ziel dieser Forschung ist es, Wolkenstrukturen und Strömungsverhältnisse zu studieren einschließlich einer statistischen Auswertung. Auch soll eine Wolkenklimatologie erstellt werden. Ihre Verwendbarkeit und Wichtigkeit bei der Ermittlung eines Strahlungshaushaltes liegt auf der Hand. Ein weiteres Arbeitsthema bildet die genaue Auswertung der Satellitenbilder, um die Veränderlichkeit der Eisverhältnisse im nördlichen Polargebiet zu erfassen (vgl. Abschnitt 2 dieses Zwischenberichtes).
3. Unter dem Thema "Stratosphärische Phänomene" erfolgte eine tägliche Zeichnung und Auswertung der synoptischen Karten innerhalb der Stratosphäre und Spezialuntersuchungen von Vorgängen in ihr (Wellen, Transporte, explosive stratosphärische Erwärmungen, Umschlag der winterlichen West- in die sommerliche Ostströmung (vgl. Abschnitt 3 und 4.6 dieses Zwischenberichtes)).
4. Besonders reichhaltig war das Programm im vierten Arbeitsbereich der Untersuchung großräumiger atmosphärischer Felder unter Verwendung von Routine-Daten mit besonderer Zielsetzung der Untersuchung der Energetik der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation. Neben einer modernen und exakten Neubearbeitung der zonal und längerjährig gemittelten Zirkulation und ihres energetischen Gehalts für alle Monate des Jahres wurden energetische Größen, der Energiehaushalt, und speziell seine Veränderlichkeit von Jahr zu Jahr,

Zu diesem Zweck wurden eigene Analysenverfahren mathematischer Natur entwickelt und eingesetzt. Auch beschäftigte sich das Programm mit der Untersuchung spezieller synoptischer Situationen von Wochen- und Monatsdauer zu intensivem Studium der Energetik und auch der energetischen Wechselwirkung zwischen Troposphäre und Stratosphäre. Besonderes Gewicht lag auch auf mathematischen Versuchen, Zirkulationsformen mit Hilfe von natürlichen orthogonalen Funktionen zu klassifizieren. Sie finden Verwendung bei der Analyse von Geopotentialfeldern. Weitere Betätigungen dienten der besseren Bestimmung des Wärme- und Feuchtehaushaltes über der Ostsee, der Erfassung des Strahlungs- und Wärmehaushaltes der Erdoberfläche (vgl. Abschnitte 4 und 3.2 dieses Zwischenberichtes).

5. Ein Modellfall einer intensiven synoptischen Studie der Hamburger Sturmflut vom Februar 1962 und ihre energetische Auswertung bildete den Anlaß für eine vergleichbare energetische Studie auf der Basis von Modelldaten des Deutschen Wetterdienstes mit spezieller Anwendung von Filtermethoden (vgl. Abschnitt 5 dieses Zwischenberichtes).
6. In diesem Teilbereich wurden Expeditionsdaten herangezogen, um die Massentransporte und energetischen Prozesse im Bereich der tropischen Hadley-Zirkulationszelle zu ermitteln und zu studieren. Auch die planetarische Grenzschicht in den Tropen und die Vorgänge in ihr wurden hier intensiv untersucht (vgl. Abschnitte 6 und 2.2 dieses Zwischenberichtes).
7. Unter Verwendung von Satellitenbeobachtungen erfolgte schließlich eine intensive Bearbeitung des Strahlungshaushaltes und eine Repräsentation in Form von weltweiten Kartendarstellungen. Auch werden diese Daten für tropische Konvektionsuntersuchungen herangezogen und der weitere Versuch unternommen, Satellitenbeobachtungen von Wolken mit synoptischen Wetterlagen in Zusammenhang zu bringen (vgl. Abschnitt 7 dieses Zwischenberichtes).

Die bisher erzielten Ergebnisse in diesen einzelnen Arbeitsbereichen werden in den folgenden Abschnitten dargestellt.

# 1. GEOPHYSIKALISCHE KLIMAFORSCHUNG (KLIMAAANOMALIEN UND KLIMAMODELL)

METEOROLOGISCHES INSTITUT DER UNIVERSITÄT BONN

Das Meteorologische Institut der Universität Bonn beschäftigt sich seit seiner Gründung (1961) bevorzugt mit Fragen der Klimatologie, wie sie inzwischen ganz aktuell geworden sind: Regionale Anomalien und zeitliche Schwankungen der großen atmosphärischen Zirkulation, sowie ihre Interpretation auf physikalisch-dynamischer Grundlage. Hierzu gehören auch die Untersuchungen der Telekonnektionen dieser zeitlichen Schwankungen, insbesondere der hierbei auftretenden Zeitverschiebungen. Derartige Verschiebungen treten als Folge der Wechselwirkung Ozean - Atmosphäre auf, da der Ozean einer Zeitskala folgt, die gegenüber der Atmosphäre um einen Faktor der Größenordnung 50-100 langsamer ist. Diese Wechselwirkung, zusammen mit dem hohen Wärme-Speichervermögen des Ozeans, liefert nach unseren heutigen Kenntnissen noch am ehesten eine physikalisch sinnvolle Interpretation der quasi-persistenten Zirkulationsanomalien, deren Verständnis als Grundlage für eine rationale langfristige Wettervorhersage (Monate, Jahreszeiten) und für die kurzfristigen Klimaschwankungen (Skala 1-10 Jahre) notwendig ist (Kapitel 1.1.).

Diese quasi-persistenten Zirkulationsanomalien dienen andererseits als empirische Modelle für längerfristige Klimaschwankungen. Deren Untersuchung kann, auf etwas längere Sicht gesehen, nur mit Hilfe numerischer Modelle vorwärts getrieben werden, die sich (nach übereinstimmender Meinung aller beteiligten Arbeitsgruppen) nicht allein durch physikalisch begründete Erweiterung zeitabhängiger Vorhersagemodelle "by brute force" durch langzeitliche Integration (Klima als zeitliches Integral des Wetters) gewinnen lassen. Sieht man einmal von den allzusehr simplifizierten eindimensionalen Modellen ab, so liegt das entscheidende Problem, wie schon vor 1960 erkannt, in der Erfassung der synoptischen Prozesse (besonders in mittleren Breiten) als stochastische Vorgänge. Das gilt

für die Transportvorgänge von Drehimpuls, Wärme, Wasserdampf sowie von Energiegrößen in meridionaler und vertikaler Richtung, ebenso aber auch für die verschiedenen Umwandlungsprozesse der Energie, vor allem zwischen verfügbarer potentieller und kinetischer Energie, ihre Erzeugung und Dissipation. Hierin liegt eine der Voraussetzungen für die modellmäßige Simulation der heutigen atmosphärischen Zirkulation, ihrer potentiellen Variationen und ihrer Intransitivität (Kapitel 1.2.).

Damit wird aber eine entsprechende (zielgerichtete) Verarbeitung empirisch gewonnener Daten zu einem wesentlichen Glied in der Entwicklung rationeller Klimamodelle.

Das gilt nicht nur für die großskaligen "synoptischen" Prozesse, sondern auch für die kleinskaligen, wie etwa die Wechselwirkung zwischen konvektiven und synoptischen Vorgängen, die gerade jetzt für das GATE-Experiment in den Tropen in den Vordergrund des Interesses gerückt sind. Auch hier erfordert die Formulierung rationeller Modelle eine zielgerichtete Erfassung der empirischen Daten konvektiver Vorgänge (Kapitel 1.3.), die leider nur mit Hilfe spezieller Meßreihen gewonnen werden können; hieran hat sich das Bonner Institut mit Hilfe des Radar-Gerätes in Bonn, auf der APEX <sup>1)</sup>-Fahrt der "Meteor" sowie des VIMHEX-Unternehmens <sup>2)</sup> in Venezuela beteiligt.

Da hier die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean und Eis quantitativ in Rechnung gestellt werden müssen, da energetische Daten in diesem höchst komplexen Dreiphasen-System eine wesentliche Rolle spielen, und Empirie und Theorie wechselseitig zusammenwirken müssen, erscheint der Begriff einer "geophysikalischen Klimatologie" gerade auch zur Abgrenzung gegenüber deskriptiven Arbeitsmethoden gerechtfertigt.

<sup>1)</sup> Atlantisches Passat Experiment

<sup>2)</sup> Venezuelan International Meteorological Hydrological Experiment

### 1.1. KLIMAANOMALIEN DER INNEREN TROPENZONE UND IHRE TELEKONNEKTIONEN

Ausgehend von einigen früheren Arbeiten über Telekonnektionen (Fernbindungen) von tropischen Klima-anomalien (G.T. WALKER, 1928, H.P. BERLAGE, 1957, I.I. SCHELL, 1956) wurden vergleichende Studien der Klima-anomalien - die sich nahezu ausschließlich mit dem Niederschlag beschäftigen - in der inneren Tropenzone (etwa  $10^{\circ}\text{S}$  -  $16^{\circ}\text{N}$ ) in Gang gesetzt. Aus verschiedenen Arbeiten war bekannt, daß in weiten Teilen des tropischen Afrika (vom Njassa-See im Süden bis zum Tschad-See im Norden und zu den Sommerregen des äthiopischen Hochlandes, die im Abfluß des Nils bei Assuan die Hauptrolle spielen) mehrfach durchgreifende Änderungen des Wasserhaushaltes aufgetreten sind. Von besonderer Bedeutung ist hierbei der etwa 1899 erfolgte Übergang von einem feuchten Regime mit hohen Wasserständen aller Seen zu einem deutlich trockeneren Regime in der Zeit von 1900 bis etwa 1960, wobei der Abfluß des Nils bei Assuan in der neueren Periode um etwa 20 % tiefer lag als in der älteren. In den Jahren zwischen 1959 und 1965 traten an verschiedenen Seen Afrikas abnorme Höchststände auf, die vorübergehend wieder das Niveau aus der Zeit vor 1900 erreicht haben, dann aber gegen Ende der sechziger Jahre wieder zurückgingen. In Ostafrika brachte die Regenzeit 1961/62 über weiten Gebieten Niederschläge in Höhe von 300-500 % des Normalwertes (H. FLOHN, 1966).

Noch weiträumiger und abrupter waren die Schwankungen des Niederschlags in den äquatorialen Aufquellgebieten im Pazifik und z.T. auch im Atlantik, die sich bis auf die benachbarten Kontinente ausdehnten. Aus Untersuchungen von R. DOBERITZ (1969) geht hervor, daß zwischen den Wassertemperatur-Anomalien im äquatorialen Atlantik und den Niederschlagsmengen an der west-afrikanischen Küste zwischen  $4$  und  $12^{\circ}\text{S}$  enge Zusammenhänge bestehen. Ferner konnten W. EICKERMANN und H. FLOHN (1962) eine Beziehung zwischen diesen Phänomenen und den Dürren

in Nordost-Brasilien aufzeigen.

Noch auffälliger sind die o.g. Schwankungen in dem Gebiet des Pazifiks, das sich von den Galapagos Inseln bis über die Datumsgrenze hinaus über eine Entfernung von fast 12000 km erstreckt. Sie laufen synchron ab mit den Anomalien von Niederschlag und Wassertemperatur an der Westküste Südamerikas zwischen 2 und 15°S, die dort als El Niño-Phänomen seit langem bekannt sind. Auch besteht ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen dem Phänomen des Küstenaufquellwassers und der Konvektion, die unter normalen Umständen - bei Wassertemperaturen von 17-22°C - hier in den Tropen völlig unterdrückt wird. Unter Anomaliebedingungen mit Wassertemperaturen von 26-27°C (wie normal in diesen Breiten) treten dann konvektive Niederschläge in der sonst wüstenhaft trockenen Küstenzone auf. Diese Beziehungen wurden von R. DOBERITZ, H. FLOHN und K. SCHÜTTE (1967) sowie in den Arbeiten von R. DOBERITZ (1968 a,b) untersucht; letzterer fand auch eine besonders auffällige negative Korrelation zwischen den Anomalien im Pazifik und denen im Atlantik (R. DOBERITZ, 1969). Dieses Ergebnis wurde inzwischen von C. CAVIEDES (1973) bestätigt, der ein simultanes Auftreten der Dürren in Nordost-Brasilien und der El Niño-Jahre an der Küste von Peru und Ecuador fand. Die Niederschlagsschwankungen sind extrem, sie können in einzelnen Jahren durchaus Werte von 1:10 und mehr erreichen (z.B. Ocean Island Minimum 110 mm, Maximum 4500 mm).

In den letzten Jahren, mit dem Maximum 1972, trat nun dieses El Niño-Phänomen auf dem Pazifik und an der südamerikanischen Westküste wieder in sehr starker Form auf, nun aber gleichzeitig mit schweren Dürren im Raume Westafrika-Tschad-See und Äthiopien - sowie in Indien. Zusammenhänge zwischen weiträumigen Niederschlagsanomalien des indischen Monsuns und des Sahel-Gürtels Nordafrikas (tropische Sommerregen in der Zone etwa 10-15°N) waren - nach Kenntnis des Zirkulationsmechanismusses des indischen Monsuns - durchaus zu erwarten



(H. FLOHN, 1964). Wenn im Norden Indiens über weiten Gebieten unternormale Niederschläge auftreten, ist die Zufuhr latenter Wärme in der mittleren und oberen Troposphäre gering, die hochtroposphärische Antizyklone über dem Himalaya und Tibet (H. FLOHN, 1968, 1970) ist unternormal entwickelt, ebenso auch die große tropische Oststrahlströmung, die sich von den Philippinen bis nach Westafrika in den Sommermonaten erstreckt, und eine Wechselwirkung dieses Systems und der meteorologischen Vorgänge in Nordafrika ist durchaus plausibel. Auffällig und unerwartet war dagegen der Zusammenhang zwischen einer Abschwächung des indisch-afrikanischen Monsunsystems einerseits und dem pazifisch-atlantischen äquatorialen Aufquellsystem andererseits. Diese Koinzidenz legte nahe, nach früheren Ereignissen dieser Art zu suchen.

Abb. 1 gibt die Ergebnisse dieser Nachprüfung wieder. Ihr liegen folgende Datenquellen zu Grunde:

- 1) Pazifik: L.J. ALLISON und Mitarbeiter (1971) mit umfassenden Daten über die Anomalien der Wassertemperatur im äquatorialen Pazifik und den nördlich und südlich anschließenden Gürteln, sowie der Niederschlagsanomalien der Inseln des äquatorialen Pazifiks (Abb. 2).
- 2) Peru, Ecuador: Die Unterlagen der Arbeiten von R. DOBERITZ und K. SCHÜTTE.
- 3) Brasilien: Wegen verschiedener Unstimmigkeiten in der Definition der "Secas" in Nordost-Brasilien wurde ein Bericht der brasilianischen SUDENE-Organisation (L. ALDAZ, 1971) herangezogen, in dem für die Jahre 1914-60 einzeln die Niederschlagsanomalien von Brasilien in Kartenform dargestellt wurden.

- 4) Da für den nordafrikanischen Sahel-Gürtel keine langen Niederschlagsreihen zur Verfügung standen (sie existieren in französischen Archiven), wurden hierzu die Seespiegelschwankungen des Tschad-Sees nach P. TOUCHEBEUF de LUSSIGNY et al. (1969) herangezogen. Von besonderer Bedeutung ist hierbei ein Korrelationskoeffizient von + 0,72 zwischen den für den Tschad-See repräsentativen Abflußwerten des Schari-Logone und dem Abfluß des Nils bei Assuan.
- 5) Die Abflußdaten des Nils sind in den World Weather Records bis 1954 veröffentlicht; neuere Daten stehen noch aus.
- 6) Für Indien wurden 18 in den World Weather Records veröffentlichte Stationen mit langen Niederschlagsreihen herangezogen; es handelt sich dabei im wesentlichen um Stationen aus dem von den Sommermonsunregen beherrschten Innern nördlich etwa 17° Breite. Für jede Station wurden für die Periode 1901-60 die drei niedrigsten Jahresmengen herausgezogen und die Jahre berücksichtigt, bei denen an mehreren Stationen solche Minima aufgetreten sind. Nach der Literatur waren die schwersten Dürren in Indien 1899 und 1918, in etwas schwächerem Ausmaß 1941; aus offiziellen Daten ist das Auftreten verbreiteter Dürren für 1965 und 1972 gesichert.

Abb. 1 zeigt nun in überzeugender Weise, daß in all den erwähnten Gebieten die Niederschlagsanomalien gruppenweise auftreten, wobei besonders das nahezu synchrone Verhalten auffällt. Auch 1972 gehört zu diesen Fällen, da sowohl in Äthiopien als auch in Indien nach allen vorliegenden Berichten schwere Dürren aufgetreten sind; von Nordost-Brasilien fehlen bislang Informationen. Besonders hervortretende Jahre mit simultanen Anomalien dieser Art sind 1899, 1905-07, 1911-13, z.T. 1918-19, 1925, 1939-41, z.T. 1952, 1958, 1965 und jetzt 1972.

Eine physikalische Interpretation für die Gebiete 1) bis 3) ergibt sich offenbar nicht aus Variationen des Küstenauftriebwassers, wie ursprünglich vermutet wurde. Jedenfalls blieben

die Versuche von K. SCHÜTTE (1968), Zusammenhänge zwischen der Windverteilung in der freien Atmosphäre sowie der Temperaturverteilung im Hochgebirge von Ecuador und Peru und dem El Niño-Phänomen aufzuzeigen, ohne wesentlichen Erfolg. Nachdem aber das Auftreten dieses Phänomens simultan in dem ganzen Raum von Peru ( $80^{\circ}\text{W}$ ) bis jenseits der Datumsgrenze (etwa  $170^{\circ}\text{E}$ ) nachgewiesen wurde (R. DOBERITZ, 1968 a,b; L.J. ALLISON et al., 1971) ergibt sich als primäre Ursache die Vermutung eines Zusammenhangs mit der Intensität des Südostpassats über dem äquatorialen (J. BJERKNES, 1974) bzw. südpazifischen Raum oder die des Auftretens einer Walker-Zirkulation. Die sehr unregelmäßigen Zeitabstände sprechen eher gegen die ursprünglich von G.T. WALKER, später von H.P. BERLAGE vertretene Idee von quasi-periodischen Vorgängen in der "Southern Oscillation". Der Begriff der Walker-Zirkulation (J. BJERKNES, 1969) beruht weitgehend auf den in zonaler Richtung vorhandenen Temperaturgegensätzen längs der Äquatorzone: insbesondere auf dem Gegensatz der relativ kühlen Westküsten der großen Ozeane Pazifik und Atlantik und der Erwärmungszentren im Bereich der kontinentalen hochreichenden Konvektion über Südamerika, Zentralafrika und vor allem dem "maritimen" Kontinent von Indonesien. Auf die Diskussion über die Walker-Zirkulation (H. FLOHN, 1971) kann an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden.

Aus den neueren Untersuchungen geht hervor, daß im Bereich des äquatorialen Aufquellwassers offenbar nur zwei annähernd stabile Zustände gleichzeitig über weite Strecken existieren können. Normal tritt äquatoriales Aufquellen mit starkem Südostpassat und mäßiger Konvergenz der bodennahen Windsysteme in Äquatornähe auf, zugleich mit zweiseitiger helikaler Divergenz der windgetriebenen Ekman-Drift der Oberflächenschichten des Ozeans (Abb. 3). In unregelmäßigen Zeitabständen wird dieses System abgelöst von einem entgegengesetzt gerichteten: schwacher Passat, fehlende Divergenz der Ozeandrift und Überlagerung von tropisch warmem Wasser in der engeren Äquator-

zone. Das ist das beste Beispiel einer Instabilität ("Vacillation") des Systems Atmosphäre/Ozean in regionaler Skala, das sich in bimodalen (oder multimodalen) Verteilungen ausdrückt. Das Phänomen des äquatorialen Aufquellens wurde bekannt, als 1967 die Aufnahmen des geostationären Satelliten ATS-I über dem äquatorialen Pazifik die Persistenz eines wolkenfreien Gürtels am Äquator selbst aufzeigte. In Anomaliejahren, wie 1965 und 1972, ergab sich im Gegensatz dazu eine Ausdehnung der normalerweise in etwa  $5^{\circ}\text{N}$  liegenden Zone starker konvektiver Bewölkung und großer Niederschlagshäufigkeit bis zum Äquator selbst.

Neuere Untersuchungen über den Wärmehaushalt (Abb. 4) (H. FLOHN, 1972) zeigten, daß während der Aufquellzeiten das Temperaturgefälle Wasser-Luft umgekehrt ist, so daß die Luft Wärme an den Ozean abgibt; wesentlich bedeutungsvoller ist der gleichzeitige Rückgang der Verdunstung, so daß ein beträchtlicher Teil der einkommenden Strahlung nur für die Erwärmung des aufquellenden Kaltwassers verwertet wird. In den normalen Zeitabschnitten mit "kaltem Äquator" liegt die Verdunstung um mindestens 25-30 % unter den Werten der Anomalieperioden mit "warmem Äquator". Eine Abschätzung ergibt, daß diese Unterschiede für die Verdunstung des Weltozeans, die in erster Linie in tropisch-äquatorialen Breiten vor sich geht, nicht ganz belanglos sind. Interannuelle Schwankungen des globalen Wasserhaushaltes um einige Prozent können hierauf zurückgeführt werden. Der Weltozean gleicht also den Energiehaushalt nicht immer aus.

Von noch größerer Bedeutung ist die Verstärkung und Ausdehnung der Zone tropischer Konvektion (innertropische Konvergenzzone (ITCZ)) auf die eigentliche Äquatorregion. Eine Zunahme der Niederschläge in der ITCZ-Region, die durch den Zusammenschluß der beiderseitigen Hadley-Zellen der tropischen Zirkulation zustande kommt - die normalerweise durch die äquatoriale Kaltwasserzone voneinander getrennt sind (Abb. 3) - kann nur als eine Verstärkung dieser normalen Hadley-Zirkulation interpretiert werden. Eine Modellrechnung von ROWNTREE (1972) mit dem Smagorinsky-Miyakoda-Modell hat Auswirkungen einer Tempera-

turerhöhung im Bereich des äquatorialen Pazifiks simuliert. Eine Überprüfung (H. FLOHN und M. RODEWALD, 1975) bestätigte für Juni-Juli 1972 die erwartete Verstärkung der subtropischen Strahlströmung über Hawaii auf das Doppelte gegenüber den Nachbarjahren. Inzwischen sind umfangreiche Untersuchungen (C.S. RAMAGE, 1975 u.a.) angelaufen.

Abb. 1 legt nun nahe, einen zunächst völlig unerwarteten Zusammenhang zwischen dem indisch-afrikanischen Monsunsystem und dem Aufquellphänomen im Pazifik zu suchen. Die Walker-Zirkulation könnte einen solchen Zusammenhang als möglich erscheinen lassen. Je stärker die Niederschläge im Raum Nordostindien (Assam-Bengalen) sowie am Rand des Himalaya (hier orographisch verstärkt), desto stärker ist der tropische Oststrahlstrom, desto tiefer ist der Luftdruck im Bereich von Südasien und Nordafrika und desto stärker ist die bodennahe Monsunzirkulation. Inwieweit hier das Auftreten und die Zugrichtung der in Indien ausschlaggebenden Monsundepression beeinflusst wird, bedarf weiterer Untersuchungen; in der indischen Literatur liegen darüber eine Reihe von Arbeiten vor. Das gleichzeitige Auftreten derartiger Zirkulationsanomalien über nahezu der gesamten Tropenzone legt es nahe, auch in Indonesien einen ähnlichen Zusammenhang zu vermuten; doch sind in Indonesien die Niederschläge (von kleinen lokalen Trockengebieten abgesehen) überall ausreichend, und das Problem der Dürren tritt dort nicht auf. Auf die sonst bestehenden enormen und großräumigen Anomalien des Niederschlags wurde schon früher hingewiesen. Eine Untersuchung der Zusammenhänge zwischen den Anomalien über dem pazifisch-südamerikanischen Raum und Indonesien ist z.Zt. im Gang (H. FLEER, 1975).

Die eigentliche Bedeutung dieser Untersuchungen liegt aber in ihrer Relevanz für die Ökonomie, insbesondere für die Nahrungsmittelproduktion der Tropenzone. Das simultane Auftreten von Dürren in drei der wichtigsten Gebiete - Indien, Nordafrika (E.G. DAVY, 1974) und Nordost-Brasilien - wozu 1972 noch der

asiatische Teil der Sowjet-Union kommt, spielt eine enorme Rolle in der Frage der Nahrungsmittelproduktion für die wachsende Erdbevölkerung. Da die Getreideproduktion der Entwicklungsländer insgesamt trotz aller Verbesserungen im einzelnen seit 1948 nicht schneller wächst als die Bevölkerungszunahme, ist die Gefahr von Dürren inzwischen noch wesentlich größer geworden als das früher der Fall war. Hinzu kommt, daß das El Niño-Phänomen an der Westküste Südamerikas destruktiv auf die Fischerei-Erträge wirkt, was besonders Peru, als wichtigste fischfangtreibende Nation der Welt, betrifft. Schwere Dürren in großen Gebieten der dichtbewölkerten Entwicklungsländer zusammen mit einem Ausfall der Protein-Versorgung aus dem Fischfang in anderen Gebieten werden von allen Experten als eine der wichtigsten Gefahren der Zukunft angesehen. Tatsächlich ist die Welternährungswirtschaft, wie das Jahr 1972 gezeigt hat, heute kaum weniger von den Anomalien der Witterung abhängig als das im vorigen Jahrhundert der Fall war. Das zwingt uns, diese nicht nur meteorologisch interessante Fragestellung mit besonderer Aufmerksamkeit zu studieren.

Auch darf man nicht die Zusammenhänge zwischen den Tropen und den sehr viel bekannteren Zirkulationsanomalien der Nordhemisphäre (die der Südhemisphäre sind nahezu unbekannt) vernachlässigen. Die wechselnde Ausdehnung und Dicke des arktischen Meereises steht in Wechselwirkung mit den Temperaturen der inneren Arktis; diese sind seit etwa 1960 geradezu dramatisch abgesunken (Winter um  $6^{\circ}$  und mehr, Jahresmittel um  $2^{\circ}$ ). 1971-72 trat in verschiedenen Gebieten Nordkanadas und Westgrönlands der einzigartige Fall auf, daß 24 Monate hintereinander die Temperatur unter dem Normalwert blieb. In den Jahren 1972-74 nahm - nach Auswertung der Satellitendaten - die Schneedecke auf der Nordhalbkugel eine um etwa 12 % größere Fläche ein als 1969-71; dies entspricht einem Verlust an kurzweiliger Sonnenstrahlung um etwa  $110 \cdot 10^{12}$  Watt. Damit im Zusammenhang stand eine eindeutige Meridionalisierung der Westdrift-Zirkulation, in deren Rahmen notwendig die quasi-stationären Höhenträge tiefer in die Tropen hineinreichen als normal. Zur

Untersuchung dieser Zusammenhänge wurden die Luftdruckwerte an Schnittpunkten der ganzen Nordhemisphäre seit 1899 zusammengetragen; ihre Verarbeitung zu geeigneten Zirkulationsindices ist in Vorbereitung. Als Ergänzung hierzu sollen die vorhandenen Schnittpunktswerte der 500 mb-Fläche seit 1949 ebenfalls aufbereitet werden.

Abb. 5 - inzwischen von H. DRONIA (1974) veröffentlicht- zeigt die zeitlichen Änderungen der Schichtdicke 500/1000 mb - als Maß für die Jahres-Mitteltemperatur - für die Breitenzonen 65-90°N; ein deutlicher Umbruch in den Jahren 1960-64 kann teilweise (!) im Zusammenhang mit dem Agung-Ausbruch 1963 interpretiert werden, dessen stratosphärische Staubmassen in der Arktis noch 1973 erkennbar waren. Weitere Untersuchungen zeigen, daß in diesen Jahren eine rasche Ausweitung des zentralen Teils des polaren Kaltluftwirbels im Sommer um über 30 % erfolgte, die seither noch nicht rückläufig geworden ist. Die Auswertung der Wetterschiffsbeobachtungen (H. FLOHN und M. RODEWALD, 1975) hat ergeben, daß die interannuelle Variabilität der Ströme latenter und fühlbarer Wärme mit 25-30 % des Mittelwertes erstaunlich hoch ist, ebenso auch die Änderung von Dekade zu Dekade (15-20 %). Diese Änderungen und Rückkopplungen im Energiehaushalt des klimatischen Systems (Atmosphäre + Ozean + Boden + Eis) liefern offenbar - das hat NAMIAS in vielen Arbeiten betont - den Schlüssel zu einer physikalischen Interpretation der quasi-persistenten Anomalien der atmosphärischen Zirkulation.

## LITERATUR

- Aldaz, L., 1971: A partial characterization of the rainfall regime of Brazil.  
DEMET/SUDENE/WMO Rep. No. 4.
- Allison, L.J., J.S. Steranka, R.J. Holub, J. Hansen, F.A. Godshall and C. Prabhakara, 1971: Air-Sea Interaction in the Tropical Pacific Ocean.  
Preprint Goddard Space Flight Center X-651-71-191.
- Berlage, H.P., 1957: Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and their prognostic values.  
Med. Verh. Kon. Nederl. Met. Inst., 69.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific.  
Monthly Weather Rev. 97, 163-172.
- Bjerknes, J., 1974: A study of Canton Island winds.  
Bonner Met. Abh. 17, 297-301.
- Caviedes, C., 1973: Secas and El Niño: Two simultaneous climatic hazards in South America.  
Proc. Assoc. Am. Geogr., 5, 44-49.
- Davy, E.G., 1974: Drought in West-Africa.  
WMO-Bull. 23, 18-23.
- Doberitz, R., H. Flohn und K. Schütte, 1967: Statistical Investigations of the Climatic Anomalies of the Equatorial Pacific.  
Bonner Met. Abh. 7, 1-76.
- Doberitz, R., 1968 a: Cross Spectrum Analysis of Rainfall and Sea Temperature at the Equatorial Pacific Ocean.  
Bonner Met. Abh. 8.
- Doberitz, R., 1968 b: Kohärenzanalyse von Niederschlag und Wassertemperatur im tropischen pazifischen Ozean.  
Ber. Dt. Wetterd. 112.



- Doberitz, R., 1969: Cross spectrum and filter analysis of monthly rainfall and wind data in the Atlantic region.  
Bonner Met. Abh. 11.
- Dronia, H., 1974: Über Temperaturänderungen der freien Atmosphäre auf der Nordhalbkugel in den letzten 25 Jahren.  
Met. Rdsch. 27.
- Eickermann, W. und H. Flohn, 1962: Witterungszusammenhänge über dem äquatorialen Südatlantik.  
Bonner Met. Abh. 1.
- Fleer, H., 1975: Spektrum- und Kreuzspektrumanalyse von Niederschlagsreihen aus Indonesien, Australien und Westpazifik.  
Dipl.-Arb. Univ. Bonn.
- Flohn, H., 1964: Investigations on the tropical easterly jet.  
Bonner Met. Abh. 4.
- Flohn, H., 1966: Bemerkungen zum Problem der Langfristvorhersage.  
Arch. Met. Geophys. Biokl. Suppl. I, 134-139.
- Flohn, H., 1968: Contribution to a meteorology of the Tibetan Highlands.  
Atmosph. Sci. Pap. 130. Colorado State Univ., Colo.
- Flohn, H., 1970: Beiträge zur Meteorologie des Himalaya.  
Khumbu Himal. 7, 25-45.
- Flohn, H., 1971: Tropical circulation patterns.  
Bonner Met. Abh. 15.
- Flohn, H., 1972: Investigations of equatorial upwelling and its climatic role.  
In Stud. phys. oceanogr. (Wüst Vol.) 93-102.
- Flohn, H., 1973: Globale Energiebilanz und Klimaschwankungen.  
Bonner Met. Abh., Sonderheft.
- Flohn, H. und H. Fleer, 1975: Climatic teleconnections with the Equatorial Pacific and the role of ocean/atmosphere coupling.  
Atmosphere (Toronto) 13 (1975), 96-109.

- Flohn, H. und M. Rodewald, 1975: Beiträge zum Problem der aktuellen Klimavariationen.  
Beil. Berliner Wetterkarte 89/75.
- Ramage, C.S., 1975: Preliminary discussion of the 1972-73 El Niño.  
Bull. Am. Met. Soc. 56, 234-242.
- Rowntree, P.R., 1972: The influence of tropical East Pacific Ocean temperatures on the atmosphere.  
Quart. J. R. Met. Soc. 98, 290-321.
- Schell, I.I., 1956: On the nature and origin of the southern oscillation.  
J. Meteorol. 13, 592-598.
- Schütte, K., 1968: Untersuchungen zur Meteorologie und Klimatologie des El-Niño-Phänomens in Ecuador und Nordperu.  
Bonner Met. Abh. 9.
- Touchebeauf des Lussigny, P., B. Billon, A. Bouchardeau, C. Cheverry, B. Dupont, J.P. Lamagat, G. Maglione, Ch. Riou, M. Servant, M.A. Roche, La Section Hydrobiologique du Centre Orstom de Fort Lamy, J.L. Schneider, 1969: Monographie Hydrobiologique du Lac Tchad.  
ORSTOM, Service Hydrologique. Paris.
- Walker, G.T., 1928: Ceara (Brazil) famines and the general air movement.  
Beitr. Phys. Atmosph. 14, 88-93.

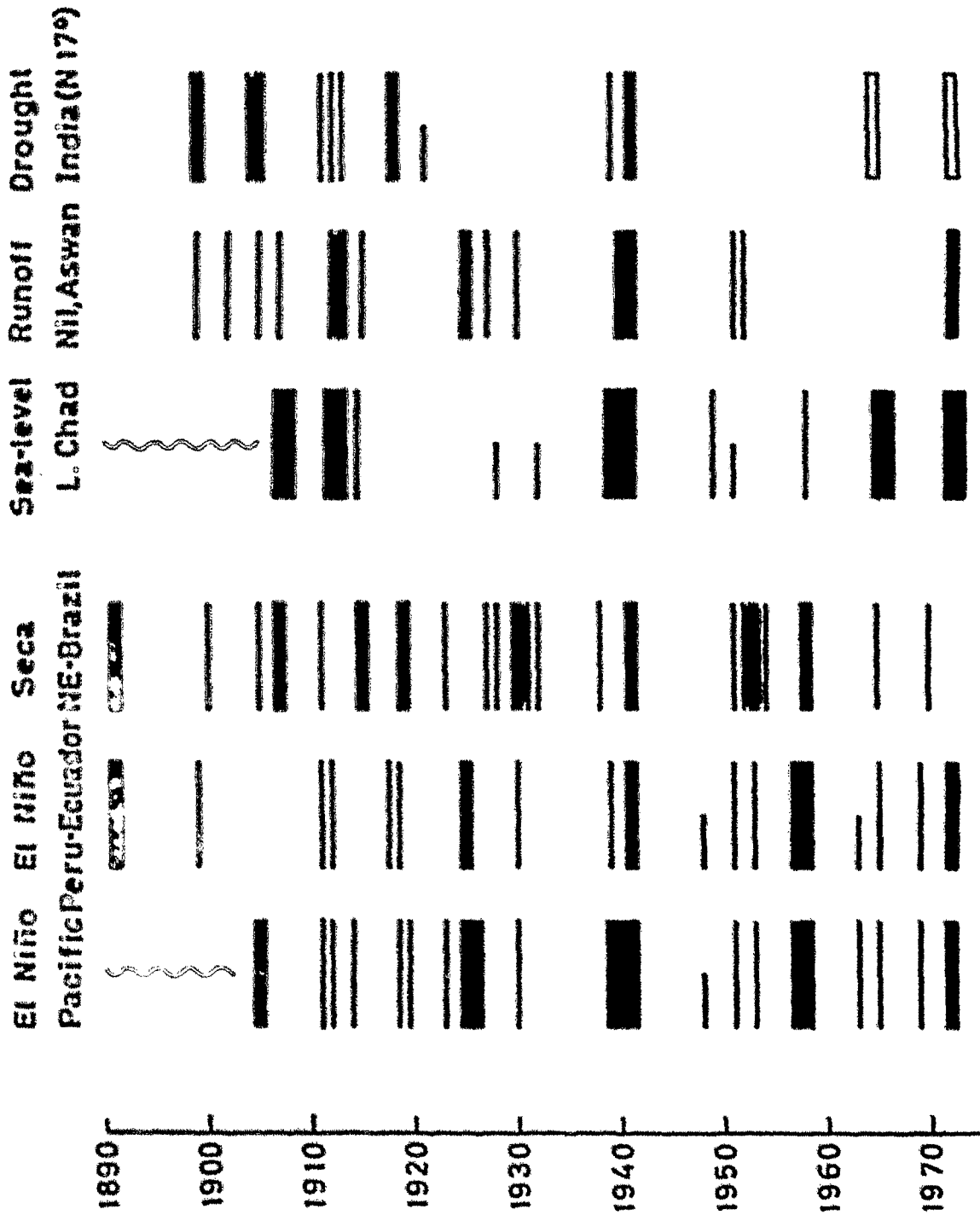


Abb. 1 Witterungsanomalien (Dürren) in verschiedenen tropischen Anomaliegebieten; breiter Balken = exzessive Dürre, z.T. mehrjährig. Ergänze Indien 1965 schmaler, 1972 breiter Balken

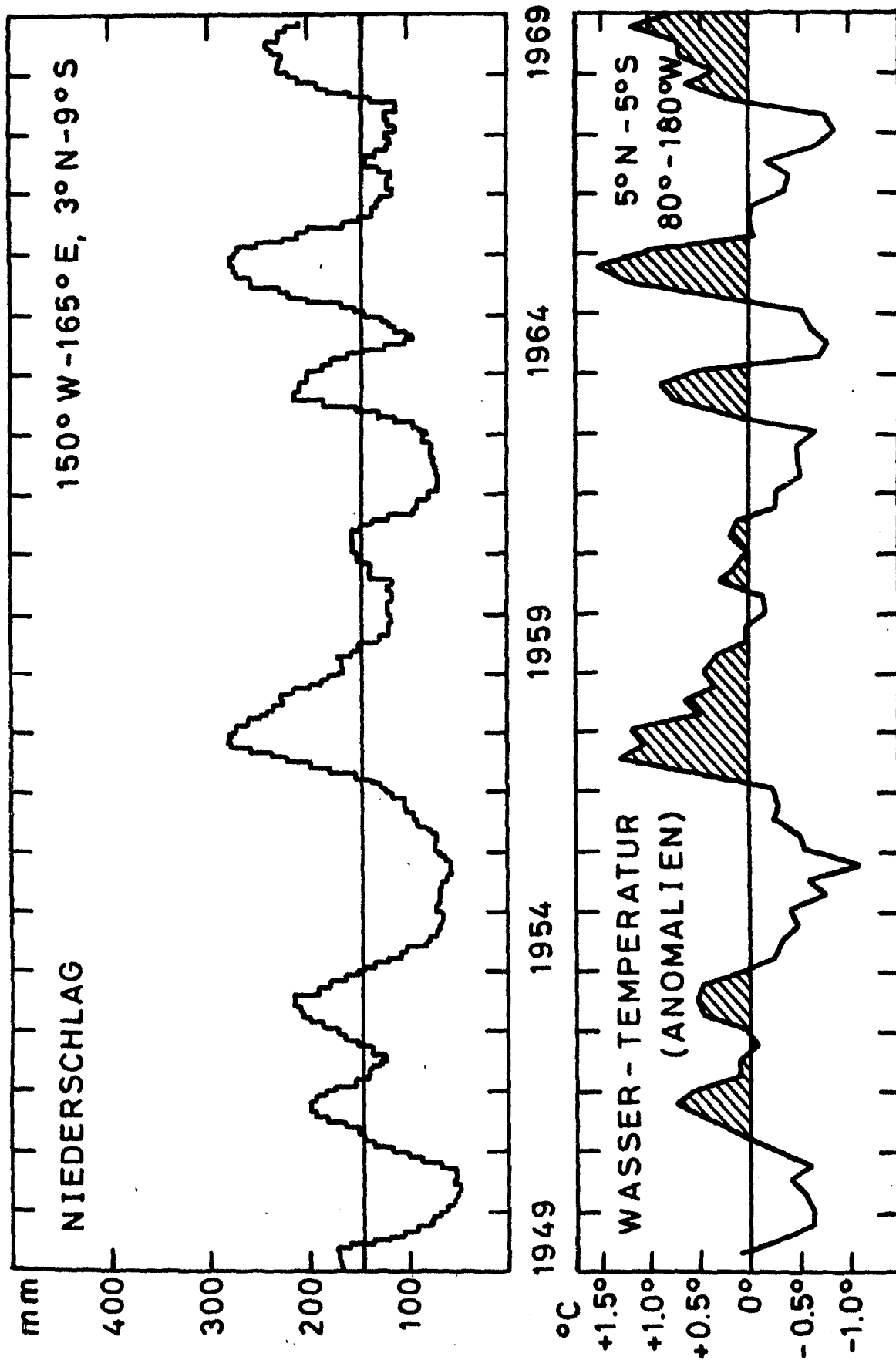
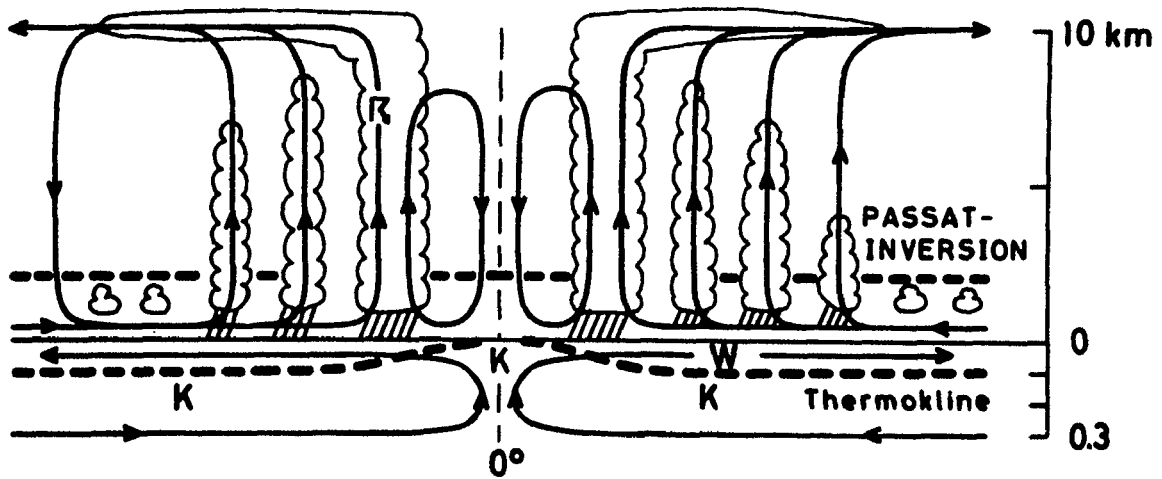
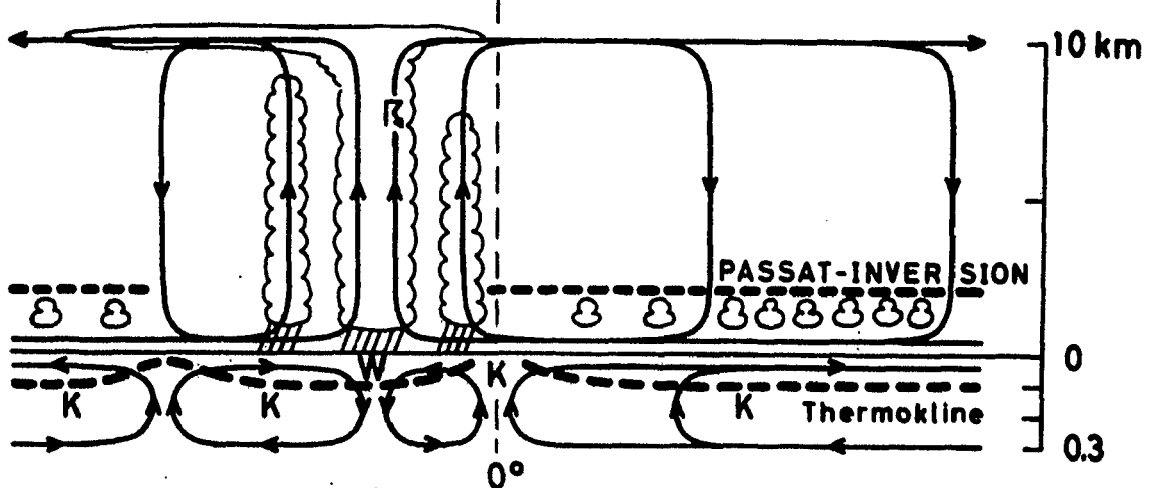


Abb. 2 Niederschlag (übergreifende 12-Monatsmittel) und Anomalien der Wassertemperatur im äquatorialen Pazifik.

A) Äquator KALT, symmetrisch



B) Äquator KALT, asymmetrisch



C) Äquator WARM, asymmetrisch

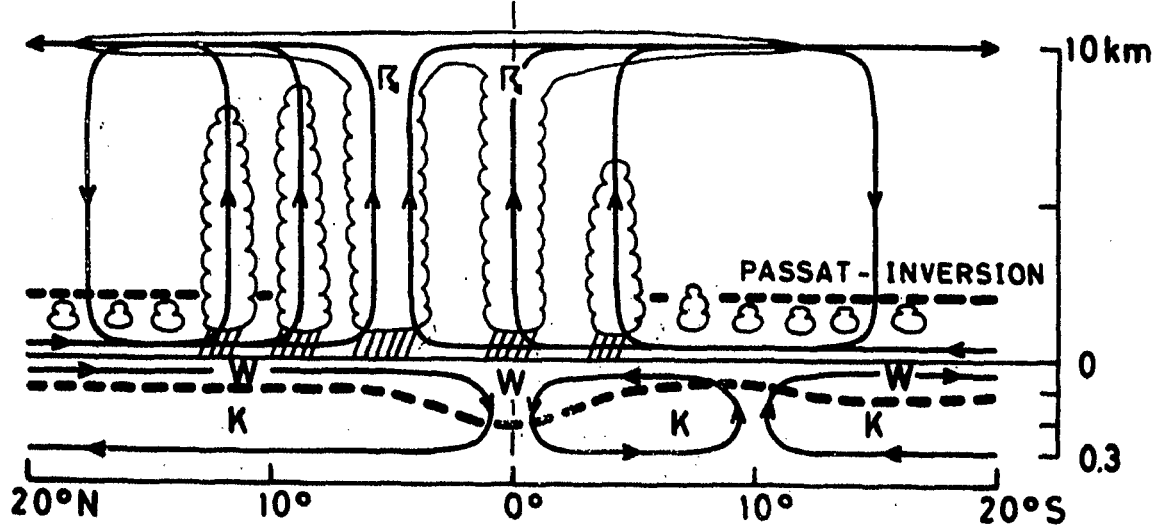


Abb. 3 Typische Meridionalzirkulation, äquatorialer Pazifik.

Heat Budget E-Pacific (90-170° W)  
Wyrтки 1965

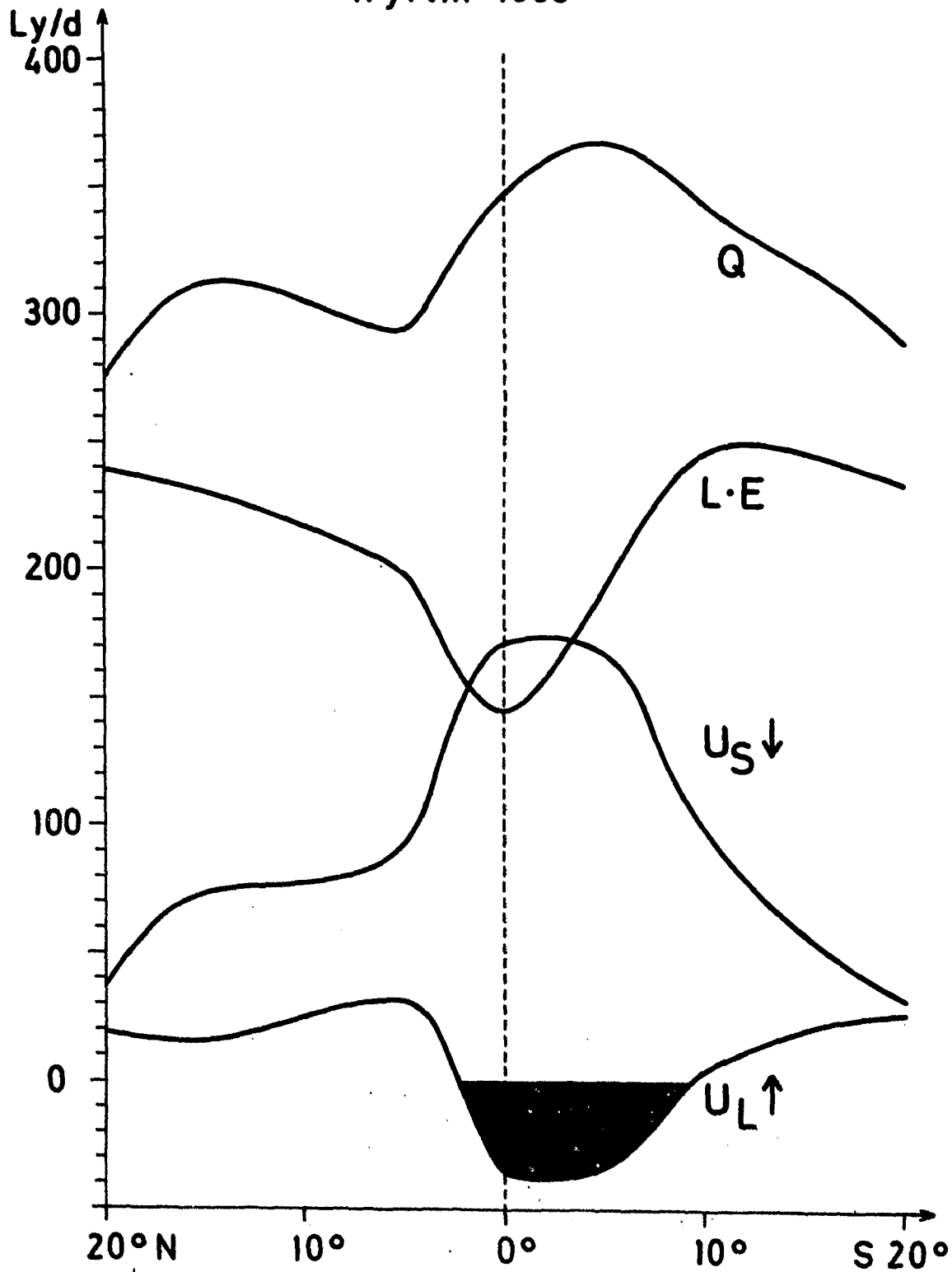


Abb. 4 Mittlere Verteilung der Wärmehaushaltsglieder  
( $Q$  = Strahlungsbilanz,  $L \cdot E$  = Verdunstung,  
 $U_S$  = Wärmestrom in das Meer,  $U_L$  = Strom fühlbarer Wärme)

Thickness 500/1000 mb. Deviations from 1949-73 Average

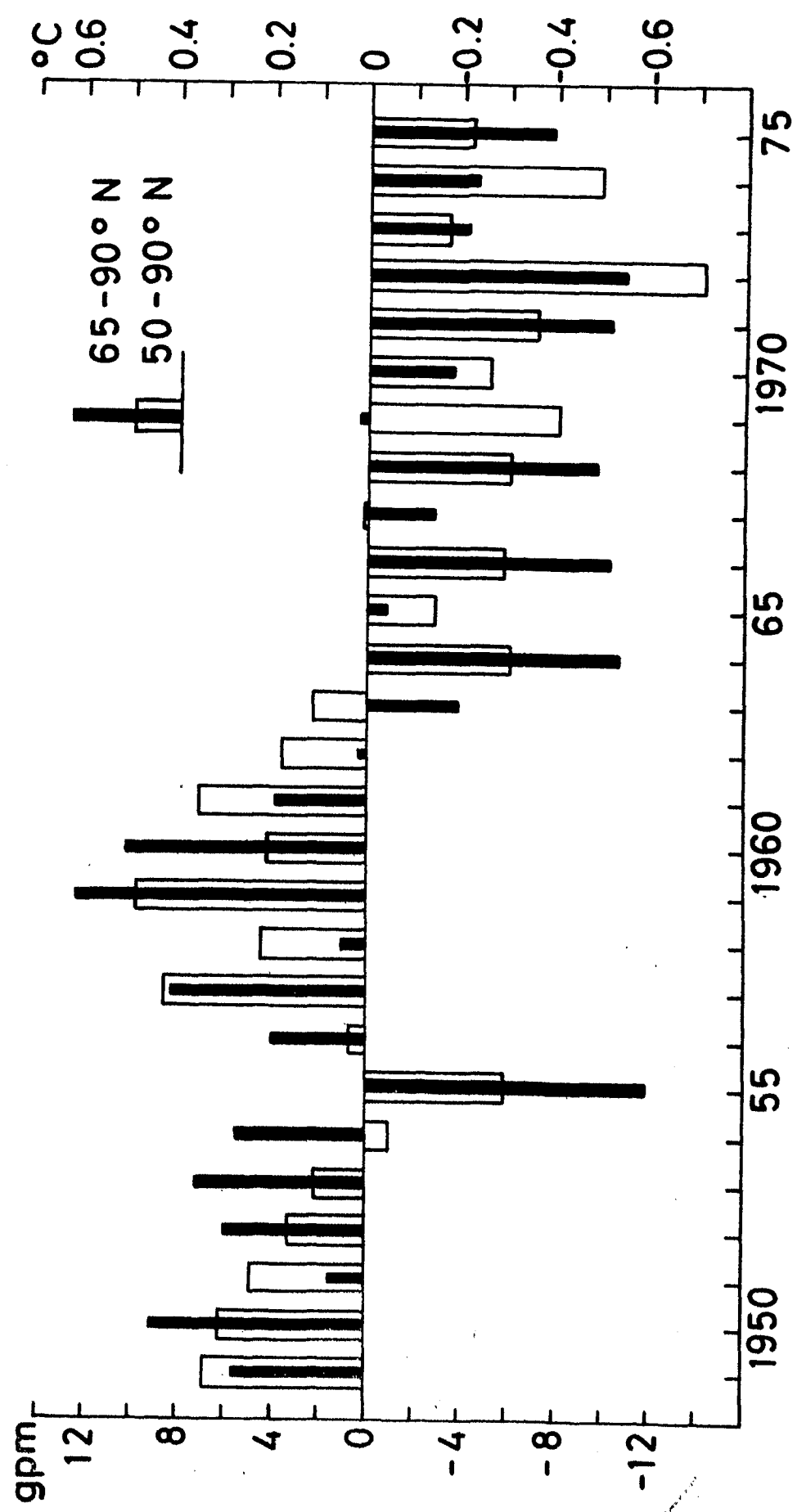


Abb. 5 Jahresmittel der relativen Topographie 500/1000 mb für das Gebiet 50°-90°N bzw. 65°-90°N; Abweichungen vom Mittelwert (1953-72).

## 1.2. EMPIRISCHE GRUNDLAGEN FÜR EIN KLIMAMODELL

### 1.2.1. Problemstellung

Die physikalische Grundlage einer Theorie des Klimas sind die Erhaltungssätze für Impuls, Masse, Energie und Wasser, in Verbindung mit den Gesetzen des Strahlungstransportes und der diffusen Ausbreitung konservativer Eigenschaften. Die Erhaltungssätze sind mathematisch als ein System nicht-linearer partieller Differentialgleichungen für die genannten Feldgrößen formuliert. Sie beschreiben die zeitliche Änderung der Feldgrößen als Funktion ihrer räumlichen Struktur. Man löst sie zeitschrittweise mittels Diskretisierungsverfahren oder in spektraler Form durch Übergang auf ein algebraisches Problem.

Während für gewisse Gleichungstypen der theoretischen Physik allgemeine Lösungen angegeben werden können, ist dies für das System der atmosphärischen Gleichungen in allgemeiner Form nicht möglich. Der Hauptgrund ist, daß für die atmosphärischen Gleichungen, bedingt durch deren Nichtlinearität, das Superpositionsprinzip verletzt ist: Wenn zwei Funktionen Lösungen der Gleichungen sind, so ist deren Summe im allgemeinen keine Lösung. Dies äußert sich im Auftreten verschiedener Skalen der Bewegung. Vorgänge wie die Verdunstung oder Windböen werden durch dieselben Gleichungen beschrieben wie die Verlagerung großräumiger Wettersysteme, sie spielen sich jedoch auf einer anderen (mikroturbulenten) Skala ab als die Vorgänge der wetterhaften (synoptischen) Skala oder die der allgemeinen Zirkulation (globale Skala). Die Verletzung des Superpositionsprinzips führt zur Wechselwirkung der verschiedenen Skalen miteinander.

Die Wechselwirkung der Skalen ist teilweise schwach und kann für große Klassen meteorologischer Phänomene, zumal für die kurzzeitigen, vernachlässigt werden. Klimavorgänge erfassen jedoch langzeitige Vorgänge und hier können sich auch schwache Wirkungen niederskaliger Vorgänge schließlich durchsetzen. Der



statistische Einfluß niederskaliger Vorgänge auf die großskaligen stellt das "Parametrisierungsproblem" der modernen Meteorologie dar.

Der nächstliegende Ansatz der theoretischen Klimatologie besteht darin, durch fortlaufend verfeinerte räumliche und zeitliche Auflösung die atmosphärischen Vorgänge bis ins Detail zu berechnen und das Klima durch geeignete Mittelbildungen über die erhaltenen Lösungen zu bestimmen. Dieser Weg wird von verschiedenen Arbeitsgruppen gegangen, zumal in den USA (J. SMAGORINSKY und A. KASAHARA), hat jedoch verschiedene prinzipielle Grenzen. Werden die zeitabhängigen Prozesse im Detail behandelt - d.h. das Klima (physikalisch korrekt) als zeitliches Integral des Wetters betrachtet - dann wird der Witterungsablauf nach 10-14 Tagen indeterminiert; diese theoretische Grenze sollte bei der angestrebten Betrachtung des Klimas als quasi-stationärer Zustand keine Rolle mehr spielen. Eine praktische Grenze ist gegeben durch die Speicherfähigkeit selbst der größten Computer: Auflösung der atmosphärischen Vorgänge bis zur Skala molekularer Zähigkeit (ca. 1 mm), wie sie eigentlich nötig wäre, würde pro Variable und pro Zeitpunkt etwa  $10^{28}$  Speicherplätze für die globale Atmosphäre erfordern. Ein dritter Grund, der gegen dieses Vorgehen spricht, liegt in der praktischen Unmöglichkeit, den Zustand der Atmosphäre zu einem gegebenen Zeitpunkt mit der notwendigen hohen räumlichen Auflösung zu messen. Damit sind aber die Anfangsbedingungen der Zeitintegration prinzipiell unbekannt.

Die theoretische Klimatologie kann nicht die Aufgabe haben, eine Klimasimulation in dem eben genannten vollständigen Sinne durchzuführen, selbst wenn die erforderliche Computerkapazität zur Verfügung stünde. Die meisten der dabei anfallenden Ergebnisse wären in ihrem Detailreichtum für die Fragen des globalen Klimas und seiner natürlichen und anthropogenen Änderungen ohne Interesse. Es kommt vielmehr darauf an, physikalisch durchsichtige und mit mäßigem Aufwand zu berechnende

Klimamodelle zu entwerfen, welche die unwichtigen Vorgänge unterdrücken bzw. nur statistisch erfassen und nur die wichtigen im einzelnen beschreiben. Dies ist in der Praxis der numerischen Wettervorhersage als Filterproblem bekannt und hängt eng mit dem Parametrisierungsproblem zusammen. Modelle dieses Typs gestatten die Untersuchung isolierter Klimaeffekte.

Ein besonders wichtiger Effekt ist hier die Reaktion des Klimas auf variable Anfangsbedingungen, d.h. seine Stabilität. Auf eine exakte Definition des Stabilitätsbegriffes für das Klima sei hier verzichtet; man vergleiche dazu Kapitel 6 "The General Theory of Climate and Climate Modelling" im SMIC-Report (1971). Jedenfalls sind interne Instabilitäten wahrscheinlich ("natürliche Klimaschwankungen"). Ein weiterer Punkt ist die Frage nach der möglichen Existenz verschiedener stabiler Klimakonfigurationen. Ein solches Klima heißt intransitiv. Die Intransitivität äußert sich im sprunghaften Übergang zwischen den stabilen Zuständen und könnte für die Erdbevölkerung katastrophale Folgen haben. Bisher ist nicht schlüssig bewiesen, daß das irdische Klima intransitiv ist und wie stark die zu erwartenden Änderungen wären. Immerhin sind in der Klimageschichte Fälle sprunghafter Klimaänderungen bekannt (vgl. Abschnitt 1.1.) und es existieren theoretische Klimamodelle mit quasi-intransitivem Verhalten (z.B. E.B. KRAUS und E.N. LORENZ, 1966). Eine besonders wichtige Rolle spielt in diesem Zusammenhang die Stabilität des arktischen Meereises und die Lage der subtropischen Wüstengürtel. In einer übergeordneten Zeitskala- und im globalen "Scale" - ist der Übergang zwischen Warmzeiten und Eiszeiten offenbar ebenfalls intransitiv: die entscheidenden Vorgänge laufen in Jahrhunderten (vielleicht sogar weniger) ab, während die entgegengesetzten Klimazustände - bei denen jeweils Gleichgewicht zwischen Albedo und Mitteltemperatur herrscht - jeweils  $10^4$  Jahre mit nur untergeordneten Schwankungen andauern können (H. FLOHN, 1973).

### 1.2.2. Klassifizierung von Klimamodellen

Eine übersichtliche Gliederung der Typen existierender und möglicher Klimamodelle, geordnet nach zunehmender räumlicher und zeitlicher Auflösung, ist im bereits zitierten SMIC-Report (1971) angegeben und sei hier kurz zusammengestellt:

- a) Global gemittelte Modelle, die den Klimazustand beschreibenden Variablen sind Mittelwerte über die gesamte Atmosphäre bzw. das System Atmosphäre plus Erde.
- b) Zonal gemittelte Modelle. Der Klimazustand wird durch Variable beschrieben, die als Mittelwerte über die geographische Länge definiert sind, jedoch Funktionen der Breite, der Höhe und der Zeit sein können. Da hier die meridionalen Austauschprozesse nicht explizit, sondern als statistische Mittelwerte behandelt werden, nennt der SMIC-Report diese Kategorie statistische Modelle.
- c) Halbempirische Modelle. Dies sind Modelle mit teils besserer räumlicher und/oder zeitlicher Auflösung als a). Sie beruhen wesentlich auf empirischen Beziehungen, die aus direkten Beobachtungen abgeleitet werden.
- d) Große Modelle. Dies sind numerische Klimamodelle, welche im oben geschilderten vollständigen Sinn den Effekt der großskaligen atmosphärischen Vorgänge explizit behandeln. Die Einflüsse aller wichtigen physikalischen Prozesse niederer Skalen werden in parametrisierter Form berücksichtigt. Die ideale Höchstauflösung wird bis heute nicht erreicht, jedoch angestrebt.

Am Meteorologischen Institut der Universität Bonn werden seit seiner Gründung Problemstellungen aus allen vier Kategorien bearbeitet (H. FLOHN, 1973; H.Cl. KORFF und H. FLOHN, 1969; F. SCHMIT, 1971, 1974; W. PEYINGHAUS, 1974; W. THOMMES, 1974; W. WERGEN, 1974; M. HANTEL, 1974). Die letztgenannten vier Untersuchungen betreffen ein zonal gemitteltes Modell der Kategorie b), sie werden im nächsten Abschnitt diskutiert.

Hier sei kurz auf das Modell von F. SCHMIDT (1971) eingegangen, das der Kategorie d) zuzurechnen ist. Allerdings ist, schon wegen des Computeraufwandes, seine Auflösung wesentlich geringer als die großer Zirkulationsmodelle (J. SMAGORINSKY und A. KASAHARA) und es wird auch nur ein Teil der physikalisch wirksamen Prozesse berücksichtigt. Insbesondere enthält dieses Modell keinen hydrologischen Zyklus.

Das Modell von F. SCHMIDT (1971, 1974) geht aus von den primitiven Gleichungen für die drei Geschwindigkeitskomponenten, den Druck, die Temperatur und die potentielle Energie. Die unbekannten Größen werden in zonaler und meridionaler Richtung nach Kugelflächenfunktionen entwickelt (bis zur Wellenzahl 6 in N-S-Richtung bzw. 2 in E-W-Richtung, wodurch die horizontale räumliche Auflösung festgelegt wird). Die vertikalen und zeitlichen Ableitungen werden dagegen durch Differenzenansätze approximiert. Das entstehende Differential-Differenzengleichungssystem stellt damit einen Satz von Spektralgleichungen dar, die für jeden neuen Zeitschritt ( $1/2$  h; Gesamtintegration 8 Monate) und jedes Vertikalniveau (6 Schichten) zu lösen sind. Die nicht-linearen Glieder (vgl. oben) werden durch einen geeigneten Abhackformalismus zu jedem Zeitschritt auf die vorgegebenen Orthogonalfunktionen reduziert. Höhere Skalen der Bewegung werden dabei systematisch, aber in definierter Weise eliminiert, was einen Vorteil gegenüber den gebräuchlichen Diskretisierungsverfahren bedeutet.

Das Modell wurde auf eine idealisierte Erde mit  $1/3$  Land- und  $2/3$  Meerbedeckung angewandt. Dieser Asymmetrie in zonaler Richtung ("Apfelsinenmodell") entsprach die asymmetrische Antriebsfunktion (Temperaturverteilung der Unterlage) in meridionaler Richtung, welche die klimatologisch bekannten jahreszeitlichen Unterschiede im Energiehaushalt ausdrückte. Die Ergebnisse zeigten eine Zellstruktur der Zirkulation, die im Prinzip mit den Beobachtungen übereinstimmt, insbesondere eine Zone äquatorialer Westwinde, die an der Ostküste des

Festlandes verschwindet. Es sei hervorgehoben, daß dieses Modell trotz seiner naturgemäßen Einfachheit den ersten Beitrag von deutscher Seite zur Kategorie der spektralen (im Unterschied zu den mit Gittermethoden arbeitenden) Klimamodellen darstellt.

### *1.2.3. Ein zonal gemitteltes Klimamodell*

In diesem Abschnitt wird ein Modell der oben genannten Kategorie b) kurz beschrieben, das sich am Meteorologischen Institut der Universität Bonn in Entwicklung befindet. Die ersten Teilergebnisse liegen vor.

Dieses Modell geht aus von den zonal gemittelten Erhaltungsgleichungen für Masse, Impuls, Energie und Wasserdampf. Der hydrologische Zyklus wird also von vornherein berücksichtigt. Die Mittelung über die geographische Länge vereinfacht das Problem um eine Dimension und führt die Feldgleichungen in Gleichungen für die statistisch gemittelten Größen über. Gleichzeitig hat dies den Vorteil, daß die existierenden Zirkulationsdaten aus der freien Atmosphäre, wie sie in den letzten 2 Jahrzehnten gewonnen wurden und in den modernen Datenbibliotheken gespeichert sind (vor allem am M.I.T., USA, sowie beim Deutschen Wetterdienst, Offenbach, ausgewertet von der Gruppe der Meteorologischen Abteilung des Instituts für Meereskunde an der Universität Kiel) in der gleichen statistischen Form vorliegen. Ein unmittelbarer Vergleich der Transporte der wirklichen Atmosphäre mit den Modellergebnissen ist damit möglich und stellt die derzeitige Testphase des Klimamodells dar.

Ziel dieses statistischen globalen Modells ist das Studium verschiedener Klimazustände, die durch natürliche und anthropogene Einwirkung modifiziert werden. Zu den wichtigsten Klimaparametern, deren Effekte untersucht werden sollen, zählen: die Solarkonstante, der  $H_2O$ -,  $CO_2$ - und Dunstgehalt der Atmosphäre, sowie als Randbedingung die Albedo der Erdoberfläche, bedingt durch die Verteilung von Meer, Land und Eis.

Das Modell hat folgende charakteristische Eigenschaften:

- a) Die gemittelten Erhaltungsgleichungen werden im Vertikal-Meridional-Schnitt durch Übergang zu den Spektralgleichungen algebraisiert. Die spektralen Orthogonalfunktionen sind hier Linearkombinationen trigonometrischer Funktionen. Wesentlich für sie und die zugehörigen Eigenwerte ist die Wahl der Randbedingungen, die mit den spektralen Funktionen verträglich sein müssen. Zur Zeit wird nur der stationäre Zustand untersucht, bei dem die nichtlinearen turbulenten Transporte als Antriebsfunktionen vorgegeben werden. Für den Satz der horizontalen Bewegungsgleichungen und der Kontinuitätsgleichung ist die simultane Lösung durchgeführt worden. Für die Wellenzahl (6,6) wird auf dem Großrechner IBM 370/168 der Universität Bonn eine Rechenzeit von 1,5 min. für die gesamte Erde benötigt (vgl. W. WERGEN, 1974).
- b) Antriebsfunktion des Modells ist die diabatische Strahlungsheizung. Dazu wurde ein vereinfachtes Strahlungsmodell entwickelt (W. PEYINGHAUS, 1974), welches die lang- plus kurzwellige Strahlungsbilanz im Vertikal-Meridionalprofil auf der Grundlage der Strahlungsübertragungsgleichung berechnet. Eingangsparameter sind: Temperatur,  $H_2O$ -,  $CO_2$ -,  $O_3$ -Gehalt, Bewölkung (5 Wolkenschichten), Albedo der Wolken und des Bodens, Dunstgehalt. Das Modell hat eine vertikale Auflösung von 50 mb im Kurzwelligen, d.h. 21 atmosphärische Schichten; im Langwelligen ist die intern gerechnete Auflösung variabel; in den Bandenzentren beträgt sie bis 0,01 mb. Es liefert die Strahlungsbilanz bzw. als deren vertikale Divergenz die diabatische Heizungsrate. Für die Berechnung eines globalen Profils (mit 19 Vertikalprofilen, d.h. alle  $10^\circ$  geographischer Breite) wird ca. 4 Minuten Rechenzeit benötigt.

- c) Der hydrologische Zyklus steht wegen der hohen Wärmekapazität von Wasserdampf in enger Wechselwirkung mit dem atmosphärischen Energiekreislauf. Er nimmt eine zentrale Stellung in dem Modell ein. Bestimmte Glieder im Wasser- und Energiehaushalt, die sogenannten vertikalen "transienten Eddy-Transporte" ebenso wie die Kondensationsrate sind mit dem heutigen meteorologischen Meßnetz nicht zu erfassen. Daher werden durch Einbringen der bekannten klimatologischen Horizontaltransporte sowie durch Parametrisierung der diffusen Transporte in der Wasserdampf- und Energiegleichung die Summe von Wasserdampf-Eddies plus Kondensationsrate einerseits und die Summe von Energie-Eddies plus Kondensationsrate andererseits als Restglieder bestimmt (W. THOMMES, 1974). Weiterhin werden die gesamten mittleren Vertikaltransporte der konservativen Eigenschaften mit Hilfe des Konzepts der Stromfunktionen bestimmt (M. HANTEL, 1974). Dieses Vorgehen soll die empirischen Grundlagen für die Testphase des Klimamodells liefern.
- d) Wesentlich für die Schließung des Klimamodells ist die Darstellung der Korrelationsprodukte oder der sogenannten Eddy-Transporte, sowohl in meridionaler wie in vertikaler Richtung. Für die meridionalen gibt es bereits eine Fülle von Parametrisierungsansätzen. Für die vertikalen wurden für Wasserdampf und Wärme vorläufige Ansätze formuliert (W. THOMMES, 1974). Ein grundsätzlich anderer, von uns nicht begangener Weg, ist die explizite Berechnung der Eddy-Transporte durch Mitnahme höherer Momentgleichungen. Das Schließungsproblem wird dann auf die dritten bzw. vierten Korrelationen verlagert, was als physikalisch einfacher gilt. Von der Seite der Beobachtungen klappt hier jedoch eine große Lücke, denn Meßwerte der dritten Momente auf der Skala des meteorologischen Meßnetzes liegen bisher nicht vor.

Die weitere Arbeit im Rahmen des Klimamodells hat zum Ziel, die existierende Zirkulation der Atmosphäre zunächst im Jahresmittel, sodann auch im Jahresgang, unter Vorgabe nur der Strah-

lungsantriebsfunktion zu simulieren. Nach Abschluß dieser wenig anspruchsvollen, jedoch als notwendig erachteten Testphase soll das Modell durch systematische Variation der Modellparameter auf andere mögliche Klimate angewandt werden. Dabei wird nicht angestrebt, den Übergang in ein anderes Klima explizit darzustellen. Vielmehr wird das jeweilige Modellklima, zumindest sein Jahresmittelwert, als stationär angesehen. Bei Variation der Klimaparameter im Rahmen realistischer Schwankungsbreiten sind mit diesem Vorgehen quantitative Hinweise auf die Tendenz natürlicher und anthropogener Klimaänderungen zu erwarten.



## LITERATUR

- Flohn, H., 1973: Background of a geophysical model of the initiation of the next glaciation.  
Proc. AAAS-AMS Conf. "Climate of the Arctic", 15-17, Aug. 1973. Fairbanks, Alaska. (In print.)
- Korff, H.Cl. und H. Flohn, 1969: Zusammenhang zwischen dem Temperaturgefälle Äquator - Pol und den planetarischen Luftdruckgürteln. Ann. Meteorol. N.F. 4, 163-164.
- Hantel, M., 1974: Die Darstellung atmosphärischer Transporte mit Stromfunktionen für ein Klimamodell.  
Vortrag. Meteorologentag. Bad Homburg, 27.-29. März
- Kraus, E.B. and E.N. Lorenz, 1966: Numerical experiments with large-scale seasonal forcing.  
J. atmosph. Sci. 23, 3-12.
- Peyinghaus, W., 1974: Eine numerische Berechnung der Strahlungsbilanz und die Strahlungserwärmung der Atmosphäre im Meridional-Vertikalschnitt.  
Diss. Meteorol. Inst., Bonn.
- Schmidt, F., 1971: Entwurf eines Modells zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und Simulation klimatologischer Strukturen.  
Bonner Met. Abh. 16.
- Schmidt, F., 1974: Zur thermischen Asymmetrie der atmosphärischen Zirkulation.  
Bonner Met. Abh. 17, 33-40.
- SMIC-Report, 1971: Inadvertent climate modification. Rep. of the study of man's impact on climate.  
MIT Press, Cambridge, Mass., XXI, 1-308.
- Thommes, W., 1974: Die zweidimensionale Wasserdampftransportgleichung für ein Klimamodell.  
Vortrag. Meteorologentag, Bad Homburg, 27.-29. März
- Wergen, W., 1974: Spektrale Lösungen zonal und zeitlich gemittelter Klimagleichungen.  
Vortrag. Meteorologentag. Bad Homburg, 27.-29. März

### 1.3. WECHSELWIRKUNG SYNOPTISCHER UND KONVEKTIVER PROZESSE

In der tropischen Atmosphäre ist die durch Kondensationsprozesse freiwerdende latente Wärme die Hauptenergiequelle für die Erzeugung kinetischer Energie und den Energieexport in die mittleren Breiten. Das System Erde + Atmosphäre wird äquatorwärts ab  $30^{\circ}$  Breite durch Strahlung zwar aufgeheizt, die Atmosphäre für sich stellt aber bezüglich der Strahlung eine Wärmesenke dar. So läßt sich ein Gleichgewichtszustand mit einer wärmeren tropischen Atmosphäre nur dann aufrecht erhalten, wenn ihr sensible Wärme und Wasserdampf von der Erdo- bzw. Meeresoberfläche zugeführt werden. Den überwiegenden Anteil an diesem Energietransport haben Verdunstungsprozesse; d.h. die tropische Atmosphäre nimmt Wärme im wesentlichen dadurch auf, daß das an der Oberfläche verdunstete Wasser wieder kondensiert und als Niederschlag ausfällt. Der weitaus größte Teil des Niederschlags in den Tropen konzentriert sich auf synoptische Störungen, d.h. er fällt nicht zufällig, sondern in organisierten Systemen, von denen sich die wenigsten in Hurrikane entwickeln. In den meisten Gebieten bringen nur wenige Störungen den überwiegenden Anteil der jährlichen Wassermenge (an 5-10 % der Tage fällt 60-80 % des mittleren Jahresniederschlags (MUSTER, 1970)). Das Ausbleiben einer Störung kann also darüber entscheiden, ob die Regenzeit den erforderlichen Wasserbedarf zu decken vermag oder die nachfolgende Trockenperiode zur Dürre wird; die statistischen Zusammenhänge werden in Abschnitt 1.2. behandelt. Umgekehrt sind es diese Störungen, in denen die latente Wärme verfügbar gemacht wird, um die atmosphärische Zirkulation in Gang zu setzen und aufrecht zu erhalten. Dabei ist es das (Skalen-) Problem, 1) wie diese Wärme, die in den Wolken durch Niederschlagsbildung frei wird, in der synoptischen Störung wirkt und 2) wie dieser Prozeß mit Hilfe des zur Verfügung stehenden großmaschigen Beobachtungsnetzes, das nicht die einzelnen Wolkenprozesse erfaßt, datenmäßig zu interpretieren ist.

Eine Gruppe tropischer Störungen mit einem kalten Kern in der

Karibischen See wurde mit Hilfe der "Composite"-Technik zu einer repräsentativen Störung zusammengefaßt, um die Dichte der meteorologischen Informationen zu erhöhen, wobei auch die zeitliche Entwicklung mit berücksichtigt wird. Es stellt sich heraus, daß das drei-dimensionale Bewegungsfeld der kalten Tiefs nicht zylindrisch ist (wie bei den relativ seltenen tropischen Zyklonen mit warmem Kern) sondern ähnlich einen Di-Pol zwei Zentren hat: eine Säule absinkender Luft liegt auf der Vorderseite des kalten Kerns der Störung ohne Bewölkung und mit maximaler Erwärmung durch adiabatische Kompression; eine Säule aufsteigender Luft liegt auf der Rückseite des Höhentroges mit Niederschlagsprozessen und konvektiver Aktivität. Es ist dieser Ast der inneren Zirkulation der Störung, der die kinetische Energie produziert und ihren Wasserkreislauf ausmacht. Eine solche Verteilung von Bewölkung und Vertikalbewegung ist vergleichbar mit den okkludierenden Zyklonen und Trögen in den mittleren Breiten.

Eine unabhängig von der empirischen Untersuchung entwickelte Methode, die den Effekt beschreibt, den Wolken auf synoptische Störungen haben, wird auf den konvektiv aktiven Ast der "Composite"-Störung angewandt, um weitere Aussagen machen zu können. Diese Methode beruht auf ein-dimensionalen Wolkenelementen, die die großskaligen Felder (Temperatur, Feuchte, Vorticity) durch seitliches Vermischen und kompensierendes Absinken beeinflussen. Diese Anwendung zeigt, daß etwa 10 Cumulonimben nötig sind, die beobachtete zeitliche Entwicklung der synoptischen Felder im Bereich der konvektiven Aktivität zu beschreiben. Der daraus resultierende Niederschlag entspricht im Rahmen der Meßgenauigkeit dem auf synoptischer Skala beobachteten (K. FRAEDRICH, 1973).

Diese Untersuchungen stellen einen Beitrag zur empirischen und theoretischen Erfassung der niederschlagsproduzierenden Vorgänge und ihrer Skalenwechselwirkungen in den Tropen dar. Diese Pro-

zesse sind der energetisch wirksamste Anteil nicht nur für die synoptischen Störungen selbst, sondern auch für die planetarische Zirkulation. In diesem Zusammenhang sind die Extremwerte des Niederschlags von besonderem Interesse (Chr. MUSTER, 1970); ein quantitatives Schauermodell für den Raum Bonn hat E. RUPRECHT (1971) mit Hilfe der hier gewonnenen Radardaten abgeleitet.

## LITERATUR

- Fraedrich, K., 1973: Energetik synoptischer Störungen mit kaltem Kern in der tropischen Atmosphäre.  
Bonner Met. Abh. 20 (im Druck).
- Muster, Chr., 1970: Untersuchungen zur Extremwertstatistik von Niederschlägen.  
Dipl.-Arb., Meteorol. Inst. Univ. Bonn. 1-70.
- Ruprecht, E., 1971: Der Einfluß der seitlichen Vermischung auf die Schauerentwicklung.  
Beitr. Phys. Atmosph. 44, 1-16.

## 2. FELDVERTEILUNGEN DER BEWOELKUNG (ERGEBNISSE AUS SATELLITENBEOBACHTUNGEN)

### 2.1. UNTERSUCHUNG ÜBER DIE JAHRESZEITLICHE HÄUFIGKEIT VON HEITEREM, WOLKIGEM UND STARK BEWÖLKTEM WETTER IM EUROPÄISCH-ATLANTISCHEN BEREICH NACH SATELLITEN-AUFNAHMEN

(H. MALBERG, Berlin)

#### EINFÜHRUNG

Wolken sind ein bedeutender Bestandteil der Atmosphäre. Einerseits reflektieren sie im kurzwelligen Bereich des Sonnenlichts und beeinflussen dadurch unmittelbar die Größe der planetarischen Albedo. Andererseits absorbieren und emittieren sie im Infrarot und spielen eine wichtige Rolle im internen Strahlungshaushalt der Atmosphäre und bei der Energieabgabe an den Weltraum.

Die Angabe des Bedeckungsgrades des Himmels mit Wolken gehört daher zu den definierten Aufgaben klimatologischer und synoptischer Beobachtungsstationen. Neben Problemen, die sich aus der Beobachtungsmethode ergeben, wirft bei den Angaben vor allem die begrenzte Repräsentativität der punktuellen Bodenbeobachtung große Fragen auf. Einen Meilenstein bei der Erfassung der großräumigen Bewölkungsverhältnisse stellt daher der Einsatz von Wettersatelliten dar. Neben Art und Menge der Bewölkung werden in den Satellitenaufnahmen räumliche Verteilung und zeitliche Veränderung unmittelbar sichtbar.

Die vorliegende Untersuchung wurde für die Zeit vom 1. Dez. 1967 bis zum 30. Nov. 1970 durchgeführt. Sie basiert primär auf den täglich in Berlin (Institut für Meteorologie) empfangenen TV-Bildern des Wettersatelliten ESSA 8. Seine Aufnahmezeit lag bei den Beobachtungen im Mittel bei 11 Uhr Ortszeit.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich maximal von  $30^{\circ}\text{N}$  bis  $70^{\circ}\text{N}$  und von  $40^{\circ}\text{W}$  bis  $70^{\circ}\text{E}$ , d.h. es werden die Verhältnisse zwischen Nordafrika, dem Polargebiet, Grönland und Westsibirien

erfaßt. Im Winter reichen die Ergebnisse bis  $60^{\circ}\text{N}$ , da infolge der astronomischen Dunkelheit aus der Polarregion keine TV-Aufnahmen vorliegen.

Dieses Gebiet wurde nach geographischen Koordinaten in ein Netz von  $2\frac{1}{2}^{\circ}$ -Feldern unterteilt. Für jedes Feld wurde die tägliche Wolkenbedeckung aus den Satellitenaufnahmen durch erfahrene Mitarbeiter abgeschätzt, wobei die Angabe der Bewölkungsmenge in Zehnteln erfolgte.

Auf der Basis dieses Datenmaterials lassen sich nun Aussagen über die mittlere Häufigkeit und damit über die mittlere Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von heiterem, wolkeigem und stark bewölktem Wetter machen. "Heiter" umfaßt dabei die Bewölkungsmengen 0/10-3/10, während unter "wolkeig" 4/10-6/10 und unter "stark bewölkt" 7/10-10/10 zusammengefaßt sind.

#### INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

Im *Frühjahr* liegt der Anteil heiteren Wetters (Abb.1) über weiten Teilen des Atlantiks unter 20 %. Bis zu 30 % erreichen die Werte in Mitteleuropa, während über Skandinavien ein relatives Maximum von über 40 % angetroffen wird. Die größte Wahrscheinlichkeit für das Auftreten heiteren Wetters liegt erwartungsgemäß in südlichen Breiten, wobei allerdings der konvektive Einfluß über Land zu niedrigeren Werten führt als über See.

Der Anteil wolkeigen Wetters ist in Abb. 2 wiedergegeben. Im Mittelmeerbereich sind über dem Festland relative Maxima zu finden, während über Teilen des Atlantiks und vor der nordspanischen Küste mit 40 % die höchsten Werte auftreten. Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von starker Bewölkung (Abb. 3) erreicht südlich von Grönland mit 80 % den höchsten Wert. Von dort erstreckt sich die Zone hoher Beträge über die britischen Inseln bis nach Rußland, wobei über weiten Teilen West- und Mitteleuropas der Prozentsatz mehr als 50 % beträgt. An der Südküste Islands führt die Leewirkung der Insel zu

einem relativen Minimum. Über Nordeuropa findet sich eine ausgedehnte Zone mit Werten unter 40 %.

Im *Sommer* nimmt der Anteil heiteren Wetters (Abb. 4) im Mittelmeergebiet infolge der Nordverlagerung des subtropischen Hochdruckgürtels gegenüber dem Frühjahr weiter zu. An der nordafrikanischen Küste liegen die Werte im allgemeinen zwischen 90 % und fast 100 %. Über dem Atlantik werden dagegen im Gebiet südlich von Island - Grönland weniger als 10 % angetroffen. Während in Mitteleuropa die Wahrscheinlichkeit für sonniges Wetter bei 30 % oder etwas darüber liegt, wird über der Baltischen See ein Maximum von 60 % erreicht.

Die prozentuale Häufigkeit wolkigen Wetters ist in Abb. 5 dargestellt. Die Werte reichen von wenigen Prozent über Nordafrika bis zu Maxima von über 30 % über dem europäischen Kontinent und dem Atlantik. Die mittlere Wahrscheinlichkeit für das Auftreten starker Bewölkung (Abb. 6) liegt in den Sommermonaten im gesamten mediterranen Bereich unter 10 %. Das gleiche gilt für das Schwarze Meer. Dagegen werden über dem Atlantik mehrere Gebiete mit Werten von 80 % angetroffen. Die Zone hoher Werte ist wie im Frühjahr über die Britischen Inseln und Mitteleuropa ostwärts orientiert und trennt das südeuropäische Minimum vom skandinavischen. Über Deutschland ist in mehr als 40 % der Tage mit starker Bewölkung zu rechnen.

Im *Herbst* ist über Nordeuropa eine wesentliche Umgestaltung der Bewölkungsverhältnisse zu erkennen. Ihre Ursache ist in den Frühjahrs- und Sommermonaten in geänderten Zirkulations- und Stabilitätsverhältnissen zu suchen. So geht der Anteil heiteren Wetters (Abb. 7) wesentlich zurück und erreicht nur noch örtlich einen Wert von 30 %. Während die Häufigkeit für das Auftreten wolkigen Himmels (Abb. 8) keine großen Änderungen aufweist, erhöht sich der mittlere Anteil starker Bewölkung (Abb. 9) auf über 50 %.

Mit Werten von z.T. mehr als 70 % ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten starker Bewölkung auch über dem nördlichen

Rußland sehr groß. Entsprechend verringert sich der Prozentsatz heiteren Wetters auf weniger als 20 %.

Der mittlere und nördliche Nordatlantik ist wie in den übrigen Jahreszeiten durch sehr hohe Werte starker Bewölkung und niedrige Werte heiteren Wetters gekennzeichnet. In südlicheren Breiten liegt dagegen der Anteil heiteren und wolkigen Himmels recht hoch, während stark bewölktetes Wetter nur in 10 % bis 20 % anzutreffen ist.

In Mitteleuropa wird man in den Herbstmonaten durchschnittlich in 40 % bis 60 % starke Bewölkung erwarten müssen, wobei der Anteil heiteren bis wolkigen Wetters durchschnittlich im Süden größer als im Norden ist. Sonniges Wetter darf man mit einer Wahrscheinlichkeit von 70 % oder mehr im Mittelmeer erwarten. Zu bemerken ist aber, daß im algerisch-tunesischen Küstenbereich in etwas mehr als 10 % auch starke Bewölkung angetroffen wird.

Im *Winter* beträgt in weiten Teilen West-, Mittel- und Südosteuropas der Anteil heiteren Wetters (Abb. 10) nur 10 % bis 20 %. Die gleichen geringen Werte werden auch über dem östlichen Atlantik angetroffen. Im Einflußbereich der kräftigen sibirischen Antizyklone steigt dagegen der Prozentsatz sonnigen Wetters in Uralnähe auf über 50 %.

Im Mittelmeergebiet einschließlich der nordafrikanischen Küstenregion erreicht der Anteil heiteren Wetters mit 40 % bis 70 % die geringsten Werte im Jahresverlauf. Dagegen steigt die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten wolkigen Wetters (Abb. 11) auf über 30 %.

Die größte Häufigkeit starker Bewölkung (Abb. 12) findet sich in den Wintermonaten über dem europäischen Festland, wo die Werte gebietsweise 70 % übersteigen. Über dem Atlantik werden wie in allen Monaten hohe Werte in nördlichen, geringe in südlichen Breiten angetroffen.



Im westlichen und zentralen Mittelmeer ist stark bewölktes Wetter in der kalten Jahreszeit durchschnittlich in 30 % zu erwarten, in den östlichen Teilen liegt die Wahrscheinlichkeit etwas niedriger. Im Alpenbereich findet sich eine starke Drängung der Isolinien. Während die Werte bei heiterem Wetter (Abb. 10) um rund 30 % von Norden nach Süden zunehmen, zeigt die mittlere Häufigkeit starker Bewölkung (Abb. 12) eine entsprechende Abnahme zwischen Mitteleuropa und Norditalien.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Ergebnisse, die einen Beitrag zu den Bewölkungsverhältnissen im europäisch-atlantischen Bereich darstellen, nicht nur von meteorologischem Interesse sind. Sie dienen auch zur Beantwortung von Fragen, die von der Gesellschaft an die Meteorologie herangetragen werden. Erwähnt seien z.B. die Zusammenhänge mit dem modernen Tourismus oder mit Technik und Wirtschaft. Allgemein läßt sich feststellen, daß durch derartige meteorologische Beratungen ein direkter Beitrag zur Erhaltung von Volksvermögen geleistet werden kann.

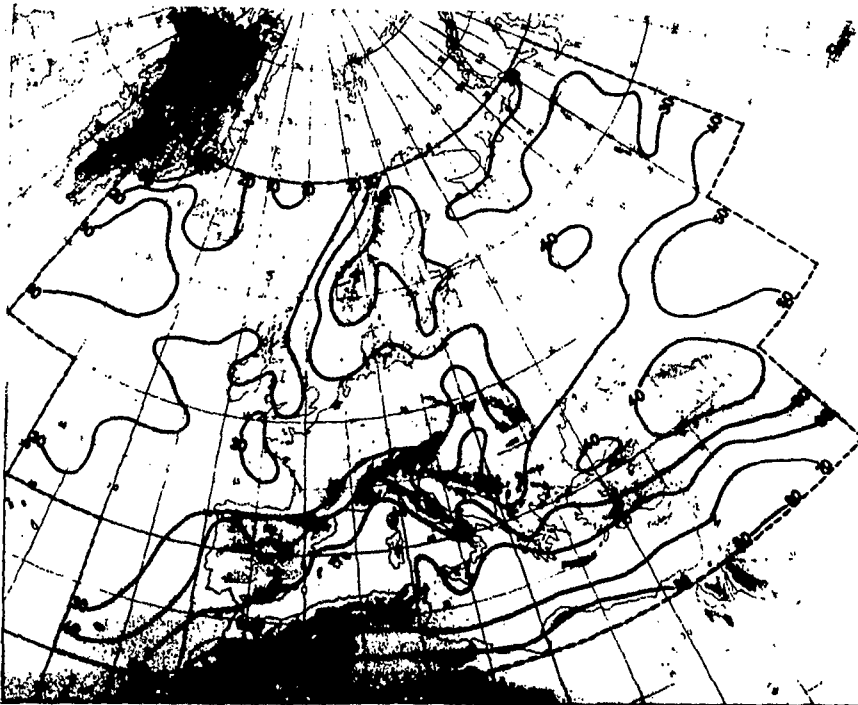


Abb. 1  
Prozentuale Häufigkeit  
von heiterem Wetter  
(0/10 - 3/10) im Frühjahr



Abb. 2  
Prozentuale Häufigkeit von  
wolkigem Wetter  
(4/10 - 6/10) im Frühjahr

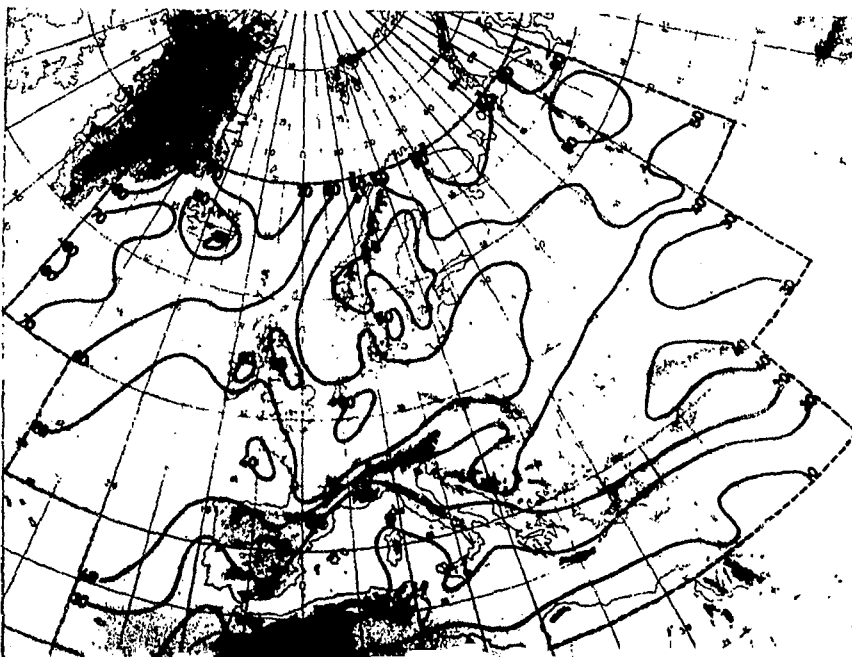


Abb. 3  
Prozentuale Häufigkeit  
starker Bewölkung  
(7/10 - 10/10) im Frühjahr

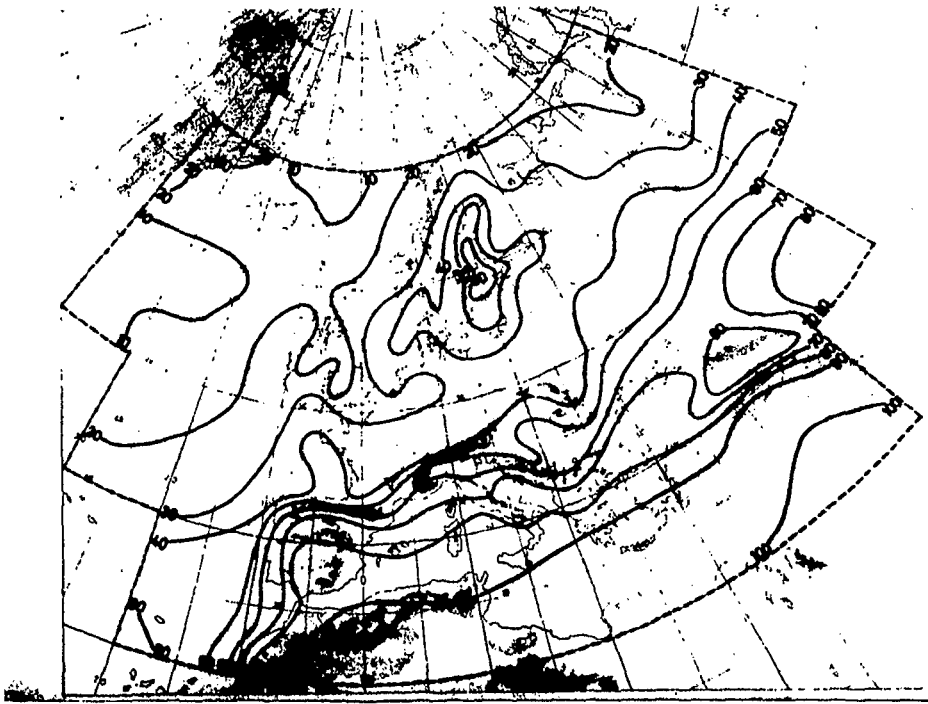


Abb. 4  
Prozentuale Häufigkeit  
von heiterem Wetter  
(0/10 - 3/10) im Sommer

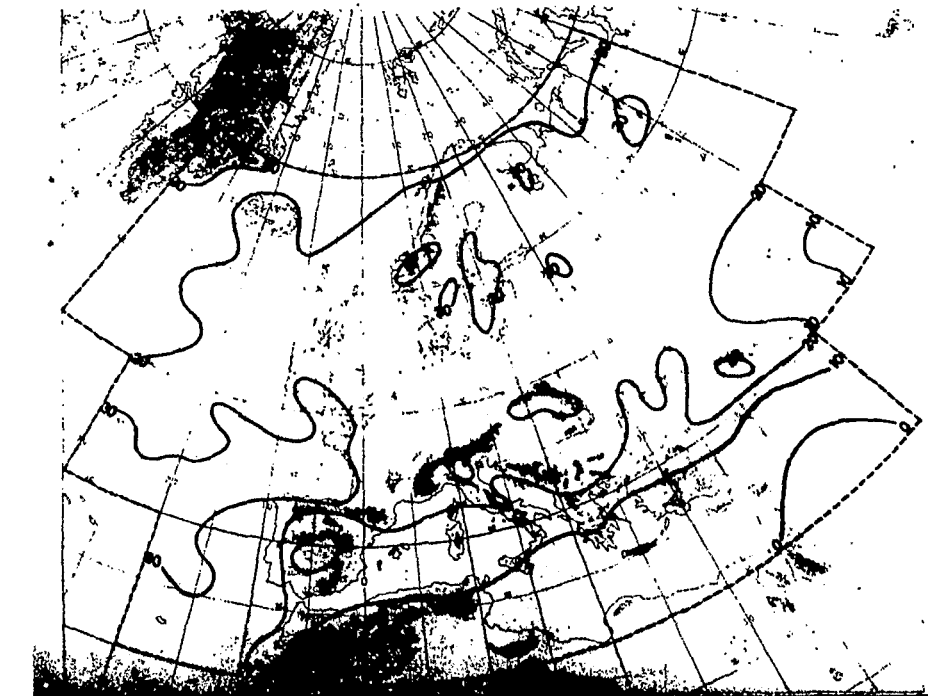


Abb. 5  
Prozentuale Häufigkeit  
von wolkigem Wetter  
(4/10 - 6/10) im Sommer

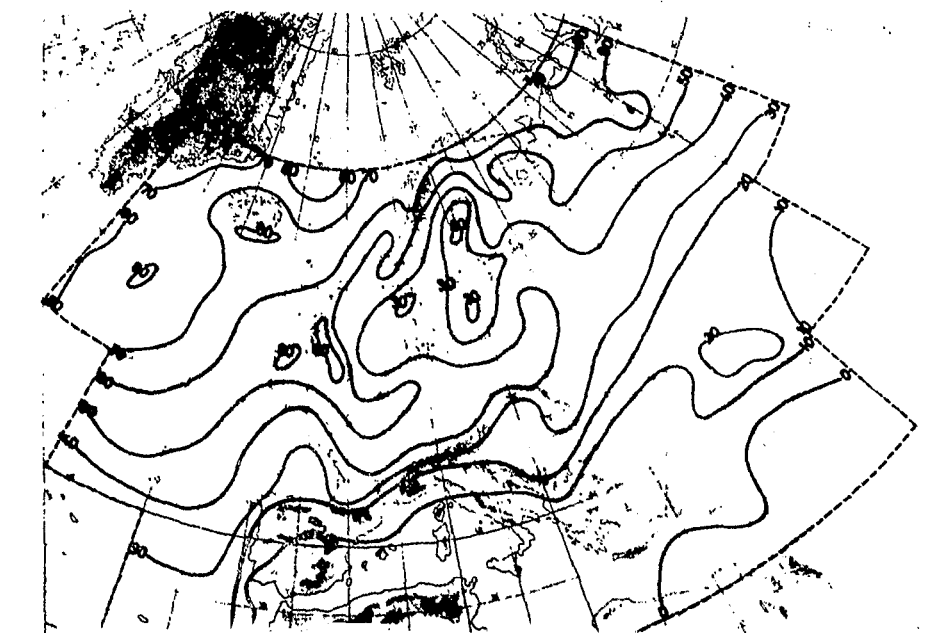


Abb. 6  
Prozentuale Häufigkeit  
starker Bewölkung  
(7/10 - 10/10) im Sommer

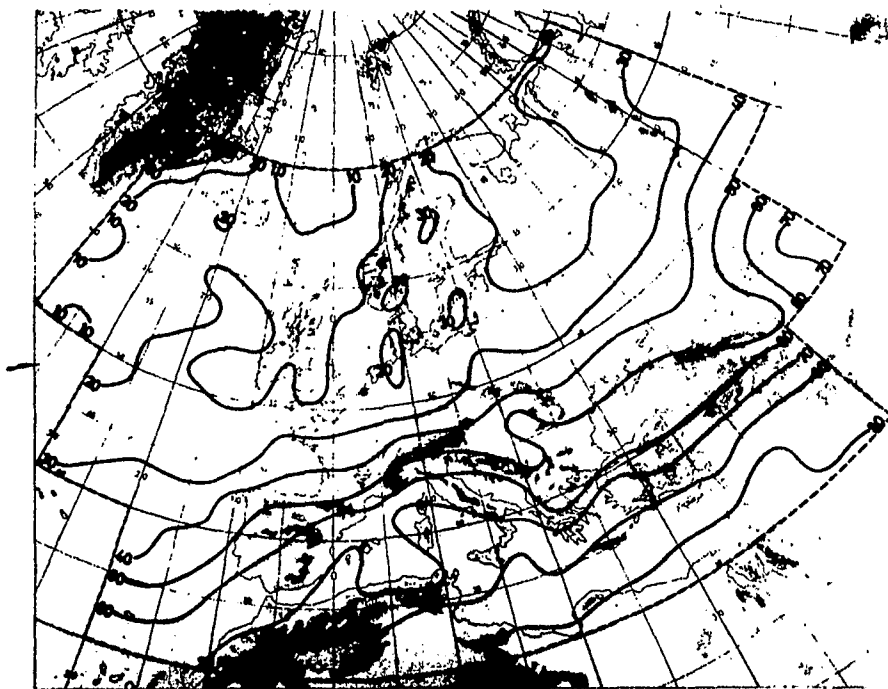


Abb. 7

Prozentuale Häufigkeit  
von heiterem Wetter  
(0/10 - 3/10) im Herbst

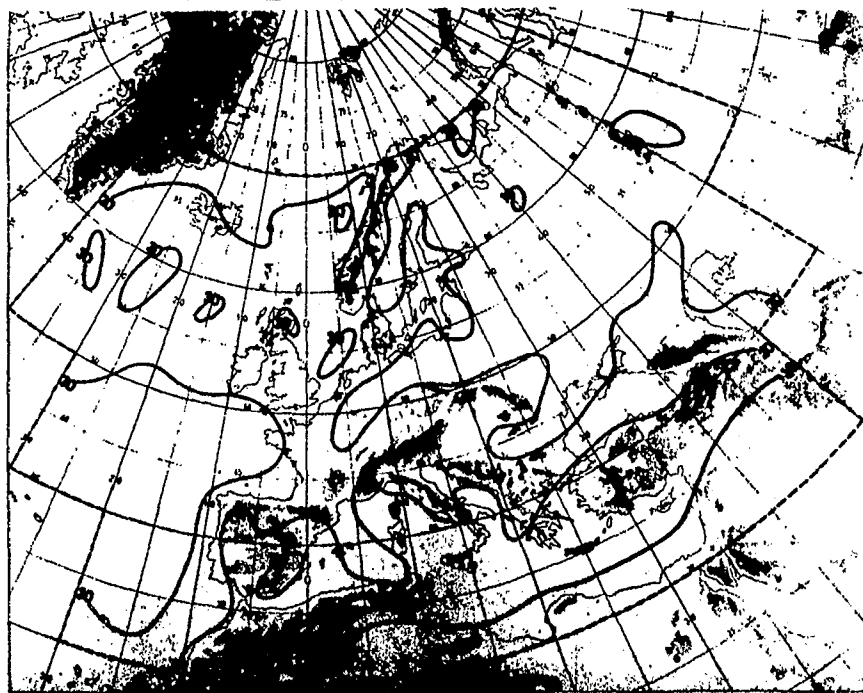


Abb. 8

Prozentuale Häufigkeit  
von wolkegem Wetter  
(4/10 - 6/10) im Herbst

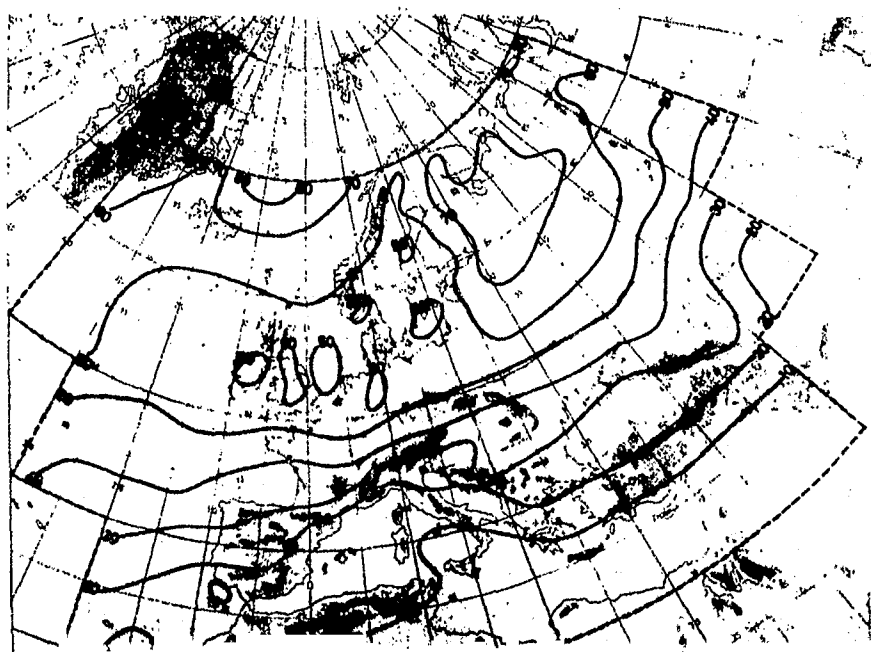


Abb. 9

Prozentuale Häufigkeit  
starker Bewölkung  
(7/10 - 10/10) im Herbst

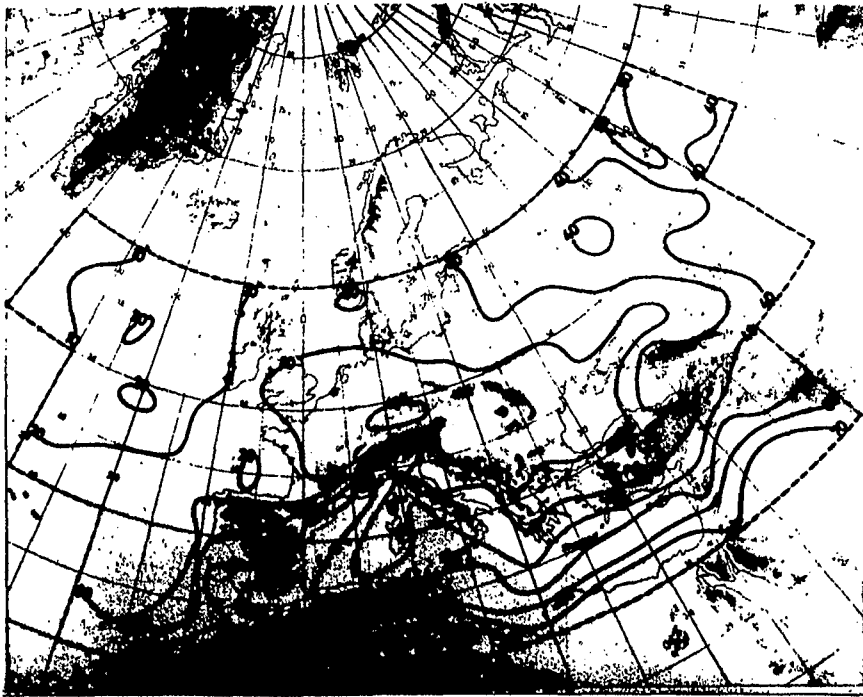


Abb. 10  
Prozentuale Häufigkeit  
von heiterem Wetter  
(0/10 - 3/10) im Winter

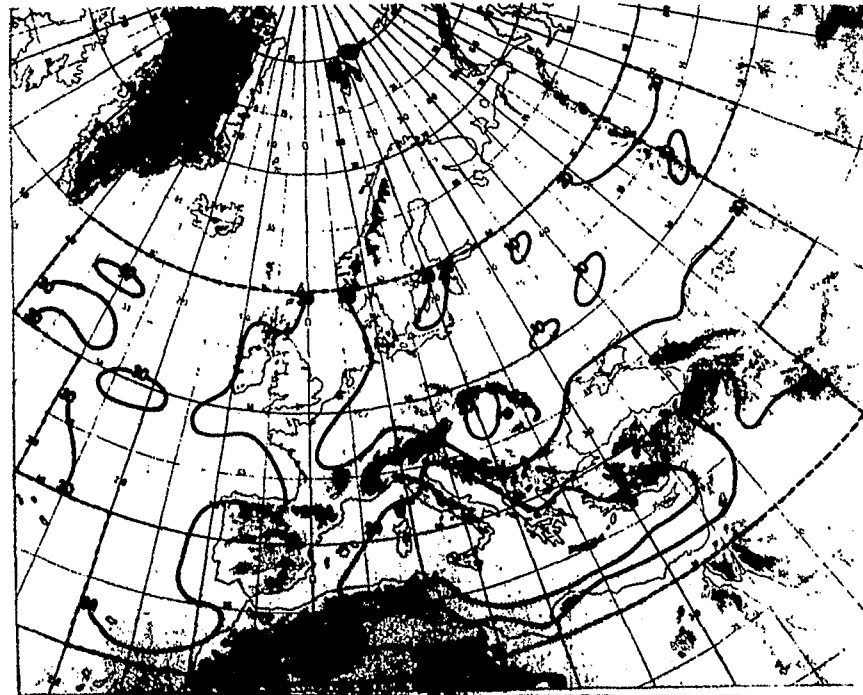


Abb. 11  
Prozentuale Häufigkeit  
von wolkegem Wetter  
(4/10 - 6/10) im Winter

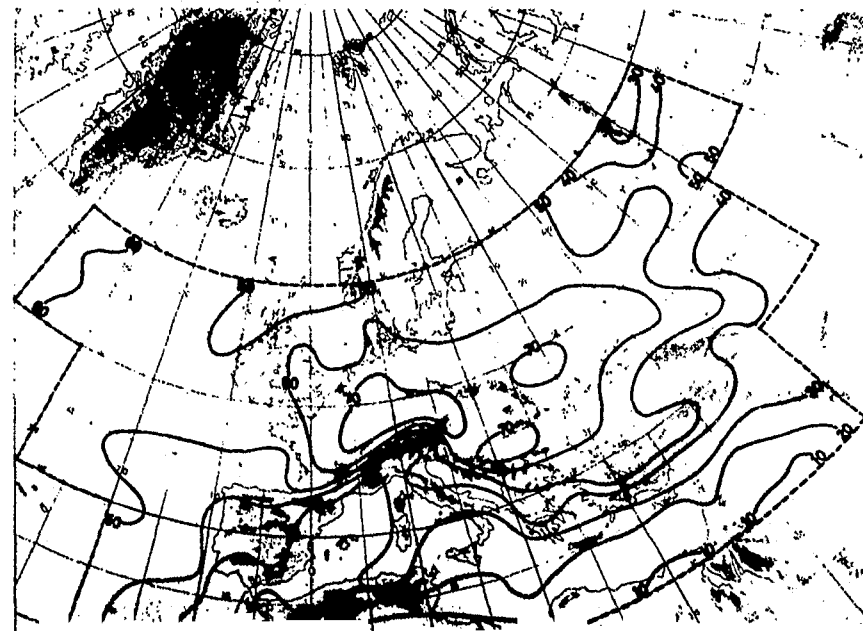


Abb. 12  
Prozentuale Häufigkeit  
starker Bewölkung  
(7/10 - 10/10) im Winter

## 2.2. UNTERSUCHUNGEN IM BEREICH DER INNERTROPISCHEN KONVERGENZ-ZONE ANHAND VON SATELLITENDATEN

(M. ECKARDT, Berlin)

Diese Arbeit verfolgt zwei Ziele:

1. Klimatologie der Bewölkung für den tropisch atlantisch-afrikanischen Raum mit speziellen Kriterien für die Gebiete maximaler Konvektion.
2. Phänomenologie tropischer Wolkensysteme, besonders der Cloud Cluster im Bereich der ITCZ und über Afrika sowie der Wolkenbänder zwischen Tropen/Subtropen und den mittleren Breiten.

Die Bearbeitung basiert zunächst nur auf den seit Ende 1966 täglich vorliegenden "Digitized Cloud Maps". Obwohl der erste Wettersatellit 1960 gestartet worden war, konnte erst durch geänderte Umlaufbahnen ab 1966 eine globale Wolkenbedeckung in 24-stündigem Abstand aufgenommen werden. Die von NOAA durchgeführte digitale Verarbeitung führte dann ab Oktober 1966 zu den DCM; eine weitergehende Arbeit für die routinemäßige Aufbereitung von Infrarotaufnahmen führte 1973 zu einer ebensolchen globalen Ausgabe von einer jetzt erheblich mehr differenzierten Wolkenbedeckung. (Darstellung der Oberflächentemperaturen von Wolken und Erde, ständige Erfassung der Polargebiete, Nachtaufnahmen).

Leider brachte es die digitale Verarbeitung mit sich, daß das ohnehin geringe Auflösungsvermögen der IR-Bilder durch den Aufbereitungsprozeß noch verschlechtert wurde; so werden bestimmte Temperaturstufen (und damit Wolkenschichten) "unterdrückt". Die in Berlin empfangenen TV- sowie IR-Daten reichen maximal bis  $15^{\circ}\text{N}$  südwärts und sind vor allem bei der statistischen Bearbeitung von Wolkenbändern über der Sahara und Arabien von großem Wert, weil sie zudem den An-

schluß an die im Berliner Empfangsbereich liegenden mittleren und hohen Breiten darstellen, wo die Digitized Cloud Maps infolge des kleinen Formats und anderer Faktoren kaum brauchbar sind.

Bei der Erstellung der Wolkenstatistik gilt es, eine Reihe grundlegender Faktoren der Satelliten- und Verarbeitungstechnologie zu beachten. Da ist einmal die Inhomogenität des Materials der verschiedenen Satellitentypen ESSA 3, 5, 7 und 9 sowie ITOS 1 und NOAA 1 und 2, weil die Güte der Kamera- und Sensorsysteme nicht gleichbleibend war und sich auf Auflösungsvermögen, Helligkeitskontrast und Blickwinkel auswirkt. Die digitale Verarbeitung zeigt relativ oft Fehler, z.B. falsch eingesetzte Umläufe, Einfügen desselben Umlaufs an zwei aufeinanderfolgenden Tagen oder größere Abweichungen des Koordinatennetzes von der wirklichen Position der Aufnahmen.

Zum anderen ist die Wolkenverteilung asynoptisch, sie bezieht sich lediglich auf jeweils gleichen Sonnenstand und gleiche Ortszeit. Eine Erfassung der Cumulonimbus-Bewölkung stößt auf Schwierigkeiten, weil besonders in den Tropen oft ein Cirrostratus-Schirm auftritt, unter dem sich Cumulonimben befinden. Hier hilft auch eine Infrarotbeobachtung nicht. Man kann anhand der Struktur und der Helligkeitscharakteristik sowie mit Hilfe von Bodenbeobachtungen versuchen, ein Gebiet mit Cb-Bewölkung zu lokalisieren. In dieser Arbeit wurde dies mit großer Sorgfalt und Erfahrung mit Satellitenaufnahmen durchgeführt. Hier liegt gleichzeitig einer der Vorteile einer manuellen Auswertung, ein weiterer Vorteil ist in einem Ausgleich zwischen qualitativ guten und schlechteren Aufnahmen zu sehen. Es ergeben sich dann auch Abweichungen zu maschinell erstellten Wolkenklimatologien der relativen Gesamtwolkenbedeckung.

Der bearbeitete Zeitraum erstreckt sich von Januar 1968 bis Dezember 1970, die Bilder von 1967 wiesen erhebliche Mängel auf und wurden deshalb nicht benutzt. Um den digitalen

und anderen Auswertungen vergleichbar zu sein und um die Feinstruktur der konvektiven Bewölkung möglichst genau zu erfassen, erfolgte die Auswertung in  $464 \ 2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$  - Feldern/Tag.

Zur Darstellung kommen:

1. Mittlere monatliche Bewölkung (Total und Cb-Anteil).

In diesen Karten erscheint die ITCZ oft sehr scharf als Zone maximaler Helligkeit bzw. Bewölkung, allerdings nur auf dem Atlantik. Die bekannte Eigenart dieser Konvergenzzone über Afrika (Verschiebung der Bodenkonvergenz zur Zone maximaler Bewölkung) macht sich deutlich bemerkbar, so daß hier also die Zentren maximaler Konvektion dargestellt werden, mit Ausnahme von einigen Gebieten mit fast ausschließlich stratiformer Bewölkung in den Küstengebieten West- und Zentralafrikas (s. Abb. 1).

2. Prozentualer Anteil der Cb an der Gesamtbewölkung. Hierdurch wird besonders deutlich, wo die Zentren der starken Konvektion sind, Gebiete also, in denen hauptsächlich Energie frei wird, die in den Hemisphären dann polwärts transportiert wird (s. Abb. 2).

3. Änderung der Bewölkung von Jahr zu Jahr.

Schon in dem kurzen Zeitraum von drei Jahren können erhebliche Unterschiede in der Bewölkung von einem Jahr zum anderen beobachtet werden, einen Trend kann man natürlich nicht daraus ableiten. Die Bewölkungsänderungen beziehen sich sowohl auf die Intensität der ITCZ als auch auf die zu den Subtropen hin gerichteten Wolkenbänder, Ausdruck für Änderungen der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre (s. Abb. 3).

Für die Monate Januar, April, Juli und Oktober wurde die Wolkenstatistik für zwei Tageszeiten bis April 1975 fortgesetzt,



allerdings wegen des Zeitaufwandes nur in  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ -Feldern.

Die von den verschiedenen Satellitenexperimenten gelieferten Daten führten zu einigen völlig neuen Aspekten, vor allem der tropischen Meteorologie. Es wurde klar, daß die Inner-tropische Konvergenzzone ein durchaus reales Gebilde der tropischen Atmosphäre ist. Ihre Form ist vielen kurz- und langzeitlichen Veränderungen unterworfen und eine Klassifizierung anhand von Wolkenfotos wird möglich. Sie kann als durchgehendes Band ausgeprägt sein oder im anderen Extremfalle auch ohne besondere Wolkenformationen auftreten. Dazwischensliegende Modifikationen haben mannigfaltige und nicht voll geklärte Ursachen; wesentlich scheinen hierbei folgende Faktoren zu sein:

- a) Variationen der Stärke der Subtropen-Hochs  
(Änderungen des Input von den Passaten her)
- b) Innerhemisphärische Tröge, die bis in die Tropen vordringen
- c) Interhemisphärische Vorgänge
- d) Tropische Wirbelstürme

Ein wesentlicher Bestandteil der ITCZ-Bewölkung sind die Cloud Cluster, die erst mit Hilfe der Satellitenaufnahmen entdeckt wurden und seitdem eines der Hauptuntersuchungsziele in den Tropen sind (z.B. in GATE). Mit dem vorliegenden Material wurde eine Phänomenologie der Cloud Cluster durchgeführt. Prinzipiell muß man hier zwischen Land und Meer unterscheiden. Weitere Unterteilungen sind möglich in kreisförmige oder längliche Erscheinungsformen und in verschiedene Größenklassen. Schließlich ist auch deren zeitliche Veränderung von Wert, um daraus dynamische Vorgänge ableiten zu können.

Diese Cloud Cluster liefern einen wesentlichen Beitrag zur Allgemeinen Zirkulation, da sie in einer großen Zahl existieren. Es ist nicht der ganze Bereich der ITCZ, in dem ein aufwärtsgerichteter Transport von Masse, Energie und Vorticity erfolgt, sondern dies geschieht konzentriert in den Clustern, zumal

hier große Mengen Kondensationswärme freiwerden, die der Zirkulation zur Verfügung gestellt werden. Es lassen sich daher aus der Zahl, Größe und Position der Cloud Cluster in Zusammenhang mit noch genauer zu erforschenden dynamischen Bedingungen ihrer Entstehung und Aufrechterhaltung doch wichtige Erkenntnisse für die Allgemeine Zirkulation gewinnen.

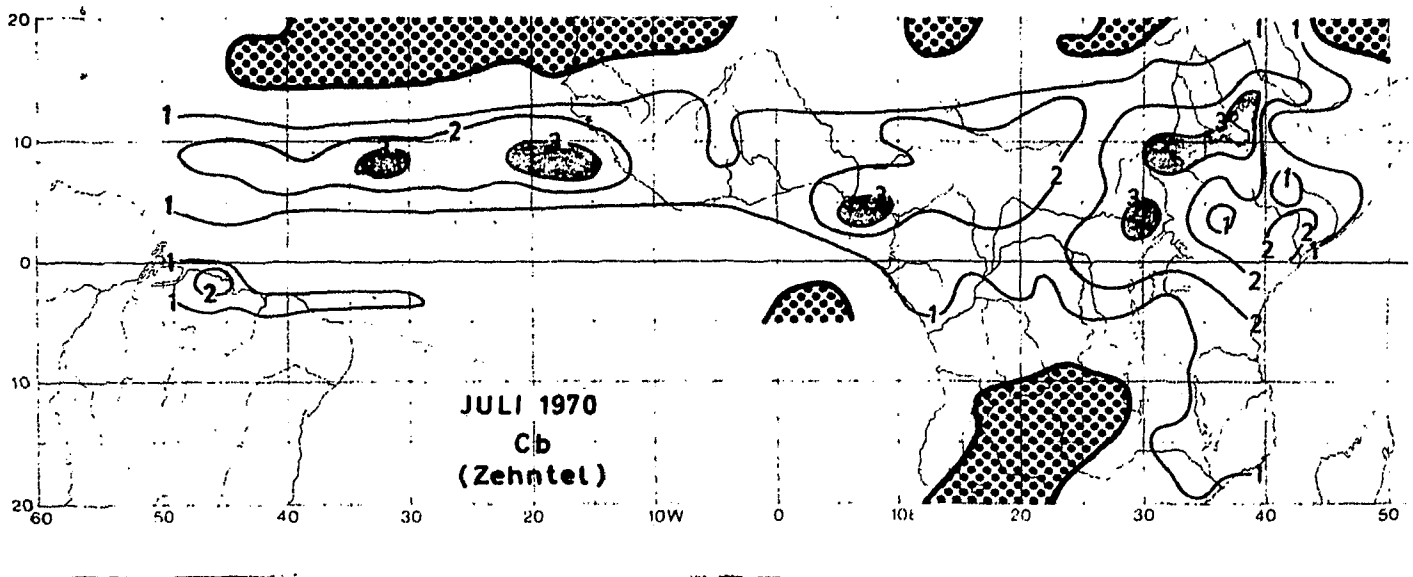
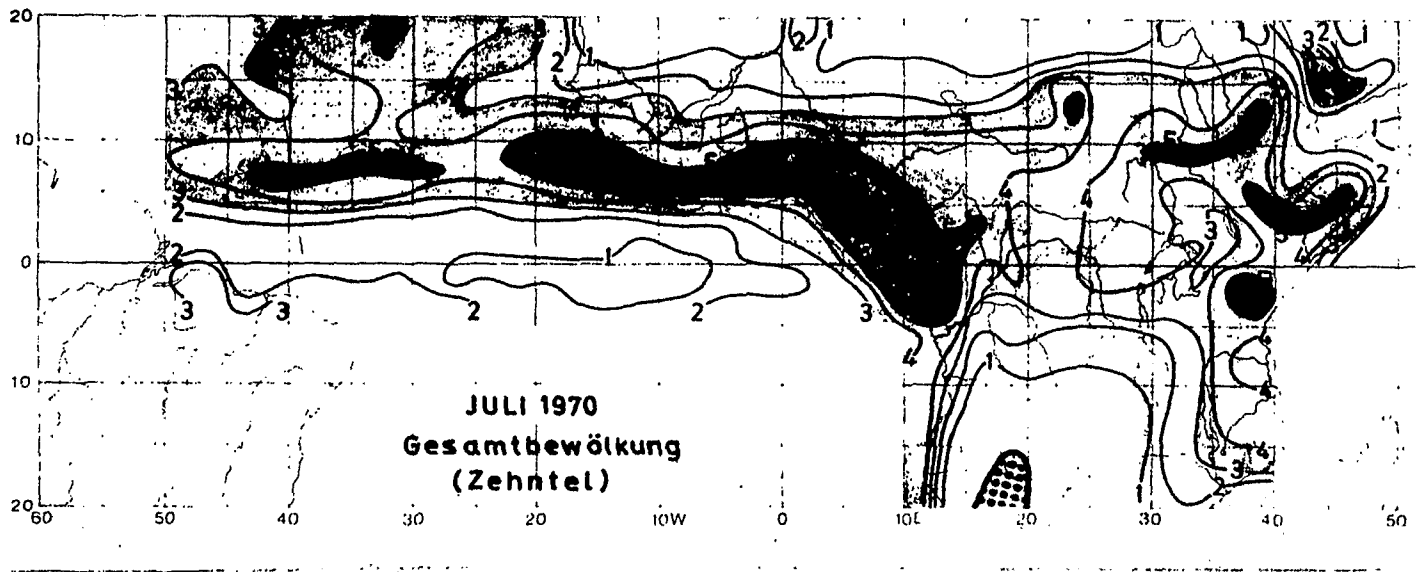


Abb. 1 Mittlere relative Bewölkung aus Satellitenfotos Juli 1970

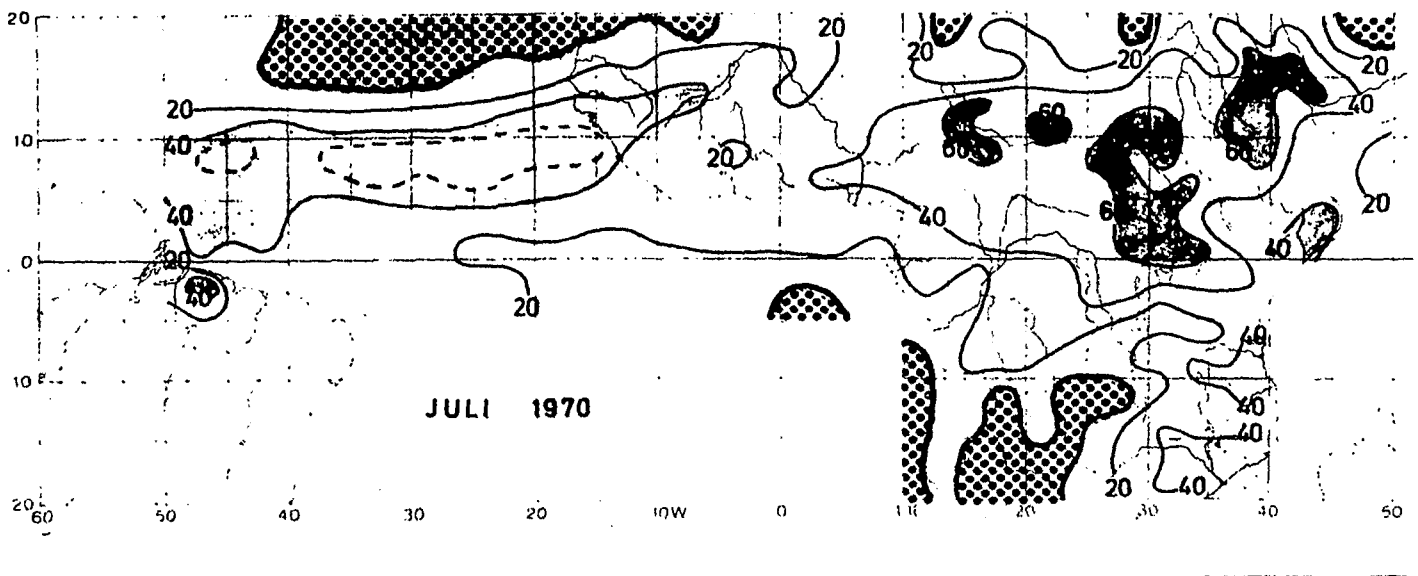


Abb. 2 Prozentualer Anteil der Cb-Bewölkung an der Gesamtbewölkung  
Juli 1970

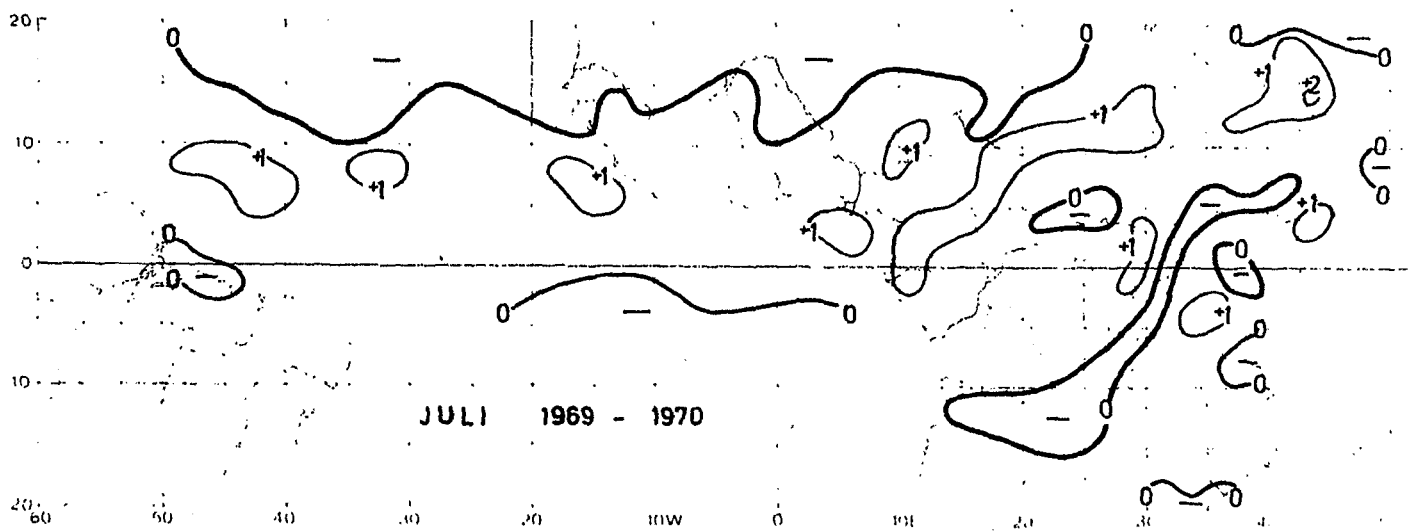
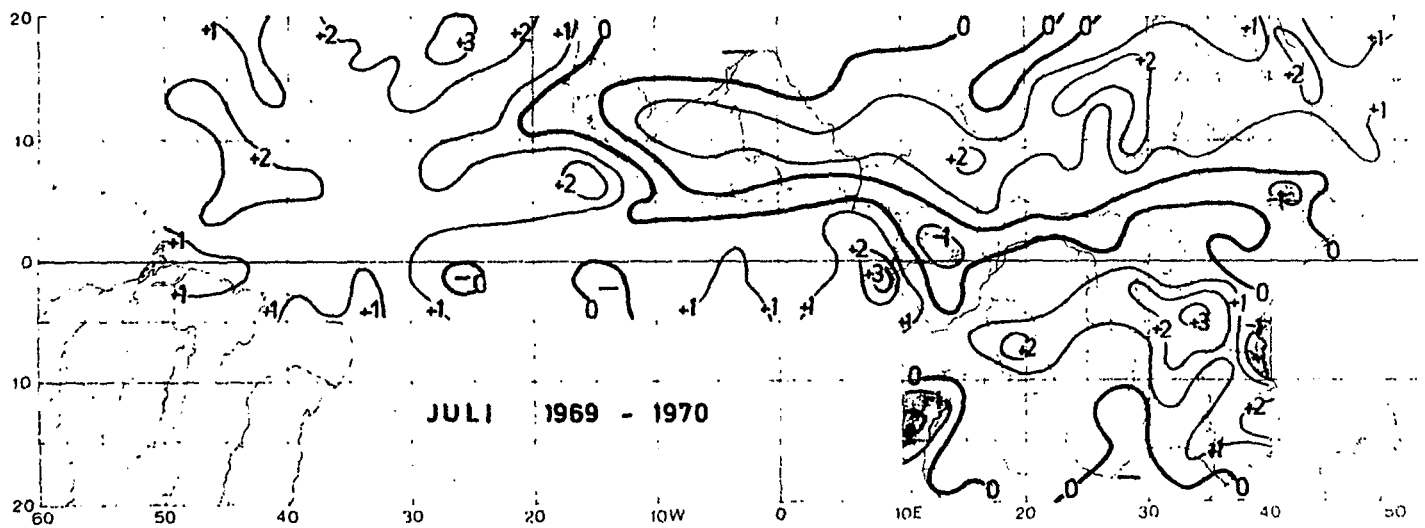


Abb. 3. Änderung der relativen Bewölkung von Jahr zu Jahr (1969-1970)

### 3. STRATOSPHERISCHE UNTERSUCHUNGEN (KLIMATOLOGIE UND ENERGETIK)

#### 3.1. EIN BEITRAG ZUR KLIMATOLOGIE DER STRATOSPHERE

(K. LABITZKE, Berlin)

Während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1958 wurde unter der Leitung von Prof. Dr. R. Scherhag im Meteorologischen Institut der F.U. Berlin eine stratosphärische Arbeitsgruppe gegründet, die zunächst mit der Analyse täglicher Karten der Stratosphäre über der Nordhalbkugel begann. Die Arbeit dieser Gruppe wurde von Anfang an finanziell von der DFG unterstützt. Die Schwierigkeit der Analysen von Stratosphärenkarten, d.h. Karten bis in Höhen von etwa 30 km, liegt darin, daß nur wenig, oft widersprüchliche Beobachtungsdaten zur Verfügung stehen, so daß solche Analysen sehr sorgfältig vertikal, horizontal und zeitlich aufeinander abgestimmt werden müssen. Das Berliner Institut hat diese Analysen als einziges auf der Welt über viele Jahre hindurch bis heute in international anerkannter Qualität durchgeführt.

Im folgenden soll kurz über eine Klimatologie berichtet werden, die aus der Summe der Einzelkarten entstand und 1972 in zwei Bänden vorgelegt werden konnte (K. LABITZKE et al., 1972, H. van LOON et al., 1972). In dieser Klimatologie werden die mittleren Verhältnisse in der Stratosphäre für die vier Hauptjahreszeiten an Hand zahlreicher Karten sowie Vertikalschnitte dargestellt, und ein ausführlicher Tabellenteil enthält zusätzlich die Mittelwerte für jeden Monat. Für die mittleren Geopotentialflächen und für die Berechnung des geostrophischen Windes standen bis zu 19 Einzeljahre zur Verfügung, für die mittleren Temperaturfelder z.T. nur 5 Jahre (für Einzelheiten siehe Teil I der Klimatologie, Meteor. Abh. F.U. Berlin, Bd. 100/4).

Die mittlere Temperaturverteilung kann z.B. als Meridional-schnitt dargestellt werden, indem man nur Breitenkreismittel verwendet. Ein Beispiel für den Winter ist in Abb. 1 dargestellt, einem Vertikalschnitt von der unteren Troposphäre (etwa 1.5 km) bis in die mittlere Stratosphäre (etwa 30 km). Die Abb. 1 zeigt unter anderem, daß der winterliche Polarwirbel in ca. 28 km Höhe am kältesten ist, daß aber im Mittel die tiefsten Temperaturen in den Tropen, an der tropischen Tropopause in ca. 17 km Höhe erreicht werden.

Da die Temperatur jedoch entlang der Breitenkreise nicht gleichmäßig verteilt ist, interessieren besonders die longitudinalen Unterschiede, die man als Abweichung vom Breitenkreismittel ausdrücken kann, wie z.B. in Abb. 2. Hierbei wird deutlich, daß in hohen Breiten, z.B.  $60^{\circ}\text{N}$ , Abb. 2a, in der Troposphäre die unterschiedliche Verteilung von Land und Meer im Winter zu einer markanten Welle 2 in der Temperaturverteilung führt, d.h. höhere Temperaturen über den Meeren (positive Abweichung vom Breitenkreismittel) und tiefere über den Kontinenten. In der Stratosphäre ist dagegen nur noch *eine* planetarische Welle deutlich ausgeprägt, wobei sich die Achse des Kältepolars wie auch die Achse der sog. "Aleutenwärme" mit der Höhe nach Westen neigen. Das ist die Voraussetzung dafür, daß Energie von der Tropo- in die Stratosphäre transportiert werden kann. In mittleren Breiten, Abb. 2b für  $40^{\circ}\text{N}$ , ist die Verteilung der Anomalien ähnlich, doch sind die Amplituden geringer, und in den Subtropen, Abb. 2c für  $20^{\circ}\text{N}$ , verschwinden dann die longitudinalen Unterschiede in der Stratosphäre fast ganz.

In der Stratosphäre ist der Winter die interessanteste Jahreszeit, da dann die 1952 von Prof. Scherhag entdeckten Stratosphärenerwärmungen auftreten. Diese Erwärmungen, als "Berliner Phänomen" bekannt, sind ein weltweites Phänomen, das in der oberen Strato- und unteren Mesosphäre jedes Jahr zu beobachten ist. Gelegentlich setzt es sich auch bis in die untere Stratosphäre durch und führt dann zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels und zu einer Umkehr des winterlichen Temperaturgradienten. In Abb. 3 werden Temperatur und Wind von einem ungestörten, kalten Januar (1967) und einem gestörten, warmen Januar (1968)

miteinander verglichen. Während des kalten Winters ist der arktische Strahlstrom (arctic polar night jet), der sein Maximum an der Stratopause in etwa 50 km Höhe erreicht, sehr deutlich ausgeprägt, Abb. 3a. Im Winter 1967/68 fand dagegen eine große Stratosphärenerwärmung statt, die zum Zusammenbruch des stratosphärischen Polarwirbels führte. Deshalb ist der arktische Strahlstrom im Januarmittel fast verschwunden, Abb. 3c.

Abb. 3 zeigt, welche große Schwankungen während des Winters in den Monatsmitteln einzelner Jahre auftreten können und läßt "langjährige" Mittel fragwürdig erscheinen, besonders, wenn die zur Verfügung stehenden Reihen nur kurz sind. Diese Problematik wird in dem ersten Teil der Klimatologie der Stratosphäre diskutiert, und es wird ein *reduziertes Mittel* für den ungestörten, kalten Winter eingeführt, das im wesentlichen auf den Werten der Winter 1964/65 und 1966/67 basiert. Von diesem reduzierten Mittel wurde dann die 50-mb-Temperatur des Nordpols, der ein für die Arktis und für die mittlere Stratosphäre repräsentativer Punkt ist, mit anderen Mitteln aus verschiedenen Jahren verglichen, s. Abb. 4, Kurve "Berlin cold winter". Es zeigte sich, daß ähnliche tiefe Wintertemperaturen nur noch 1955/56 (Sterne in Abb. 4) aufgetreten waren, daß aber im übrigen besonders die Mittelwerte für Januar und Februar während anderer Perioden erheblich über diesen tiefen Werten lagen, da während dieser Jahre häufig Stratosphärenerwärmungen aufgetreten waren. In der Diskussion über die unterschiedlichen Monatsmittel während verschiedener Perioden (im ersten Teil der Klimatologie) wurde die Arbeit von B. KRIESTER (1971) hinzugezogen, die einen Zusammenhang zwischen der Sonnenaktivität und den stratosphärischen Druckflächen aufzeigt. Danach liegen die stratosphärischen Druckflächen im Polargebiet während oder kurz nach dem Sonnenfleckenminimum deutlich am niedrigsten, d.h. die Stratosphäre ist während der ruhigen Sonne kälter.

Die Abb. 4 wurde inzwischen mit den Monatsmittelwerten der letzten 3 Winter vervollständigt. Von diesen Wintern gehörten 2 zu den ungestörten, kalten Wintern, nämlich die Winter 1971/72



und 1973/74. Und das Mittel dieser beiden *ungestörten* Winter (Dreiecke in Abb. 4) liegt sogar noch tiefer als das reduzierte Mittel "Berlin cold winter". Nimmt man den Winter 1972/73, in dem im Februar eine große Erwärmung auftrat, hinzu, dann ergeben sich im Mittel für Dezember und Januar sehr ähnliche Werte (geschlossene Kreise), nur der Februar ist entsprechend wärmer. Damit wird die Arbeit von Kriester bestätigt, denn die letzten 3 Winter liegen im Sonnenfleckenminimum, das in der 2. Hälfte von 1973 auftrat. Für Vergleiche mit anderen Jahren hat es sich als sehr nützlich herausgestellt, im Winter mit dem *reduzierten* Mittel des ungestörten, kalten Winters zu arbeiten, weil dann die Intensitäten der Erwärmungen besser erfaßt werden können. Und wie die jüngsten Winter zeigen, ist der in der Klimatologie benutzte Winter (Berlin cold winter) nicht so extrem, wie es zunächst scheinen konnte, s. Abb. 4.

Das in der zweibändigen Klimatologie enthaltene Grundlagenmaterial, von dem hier nur wenige Beispiele für den Winter gezeigt werden konnten, enthält außer den Mittelkarten auch Karten der Veränderlichkeit von Jahr zu Jahr, Abweichungen vom Breitenkreismittel sowie jahreszeitliche Änderungen. Außerdem wurden für alle Jahreszeiten Einzelmonate für extreme Lagen ausgewählt, wobei im Sommer besonders auf die zweijährige Schwingung in den Tropen eingegangen wurde.

Nachdem die Erstellung eines klimatologischen Grundlagenmaterials für die untere und mittlere Stratosphäre der Nordhemisphäre weitgehend abgeschlossen ist, befaßt sich ein Teil der Gruppe für Stratosphärenforschung in Berlin nun mit der Erarbeitung eines ähnlichen Materials für die Südhemisphäre und mit der Ausdehnung der Untersuchungen in die obere Stratosphäre. Hierfür eignen sich ganz besonders die neuen Experimente an Bord der Satelliten. Von diesen wird seit 1969 in mehreren Spektralbereichen die Ausstrahlung des  $\text{CO}_2$  im Infraroten (15  $\mu\text{m}$ -Bereich) gemessen, die man bei bekannten Transmissionsfunktionen als Temperaturen aus bestimmten Höhenbereichen interpretieren kann. In Berlin werden besonders Meßdaten des britischen SCR-Experiments (Selective Chopper Radiometer) verwendet, die von Prof. J.T. Houghton's Gruppe in Oxford kontinuierlich zur Verfügung gestellt werden. Der oberste Kanal (A) des SCR hat sein

Gewichtsmaximum bei etwa 2 mb (J.J. BARNETT et al., 1972) und man kann die Strahlungswerte, die in diesem Kanal gemessen werden, als gewichtete Mitteltemperatur um den Schwerpunkt bei 2 mb verstehen. Damit liegen erstmalig täglich und global Beobachtungen aus der oberen Stratosphäre vor. Die gemessenen Strahldichten  $\text{mW/m}^2 \text{ ster (cm}^{-1})$  kann man nach der Planckschen Strahlungsgleichung in "equivalente Schwarzkörpertemperaturen" umrechnen. (Man kann die Strahldichten auch mit Hilfe von Regressionen, die auf der statistischen Verarbeitung von Raketendaten beruhen, direkt in 2-mb-Temperaturen umrechnen. Diese Arbeit ist jedoch noch nicht abgeschlossen).

Besonders interessant ist es, mit diesen neuen Daten die Unterschiede zwischen den beiden Hemisphären zu untersuchen. Dabei kommt es zunächst nur auf die relativen Differenzen an, die ja besonders gut herausgearbeitet werden können, da man alle Meßwerte von einem Instrument bekommt, im Gegensatz zu den oft widersprüchlichen Radiosonden- und Raketenmessungen.

In Abb. 5 sind für  $80^{\circ}\text{N}$  und  $80^{\circ}\text{S}$  tägliche Breitenkreismittel der Strahldichten des SCR, Kanal A (umgerechnet in equiv. Schwarzkörpertemperatur) aufgetragen, für die zwei Jahre Nov. 1970 bis Nov. 1972 (K. LABITZKE, 1974). Das unterschiedliche Verhalten während der jeweiligen Winter wird sofort deutlich: Über der Arktis treten in beiden Wintern Erwärmungen auf, von denen die von 1970/71 zu den großen Erwärmungen (major warmings) zählt, die zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels und zu einem dynamisch bedingten spätwinterlichen Minimum (Febr. 71) führte. Im Nordwinter 71/72 traten dagegen nur sog. "minor warmings" auf, die zwar im 2-mb-Niveau genau so stark waren wie in dem anderen Winter, die sich aber nicht nach unten durchsetzen konnten. Während die Temperaturen im Februar über der Arktis in den beiden Jahren sehr verschieden waren, nähern sich die Kurven im März wieder an, und der Übergang zum Sommer (sog. final warming) war in beiden Jahren gleich. Der Südwinter verläuft über der Antarktis im Vergleich zum Nordwinter wesentlich

weniger gestört. Die "mid-winter warmings" erreichen nicht das Polargebiet, obwohl sehr ausgeprägte "minor warmings" in mittleren Breiten beobachtet worden sind (K. LABITZKE und H. van LOON, 1972). Das Minimum wird bereits im Mai/Juni erreicht, wobei die Temperaturen im Gegensatz zur unteren Stratosphäre nicht tiefer liegen als über der Arktis, ausgenommen Erwärmungsperioden. Aus diesem Mitt-Winter-Minimum heraus steigen die Temperaturen verhältnismäßig gleichmäßig zum Sommer hin an, und der winterliche Temperaturgradient kehrt sich über der Antarktis eher um als über der Arktis (K. LABITZKE und J.J. BARNETT, 1973).

Eine sensationelle Beobachtung, die weitreichende Konsequenzen für Untersuchungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation haben wird, machten S. FRITZ und S.D. SOULES (1970), als sie als erste die Daten des obersten Kanals des SIRS-Experiments (Satellite Infrared Spectrometer) benutzten. Sie stellten fest, daß eine enge Koppelung zwischen Temperaturschwankungen in den hohen Breiten des Winterwirbels und den Tropen und Subtropen besteht: die polaren stratosphärischen Erwärmungen sind mit Abkühlung in den Tropen und Subtropen verbunden und umgekehrt. Diese Beobachtung konnte in den folgenden Jahren mit weiteren Daten bestätigt werden. In Abb. 6 sind von Nov. 70 bis Nov. 71 tägliche Breitenkreismittel der Strahldichten des SCR(A) aus 80°N denen aus den Tropen gegenübergestellt. Das deutlich gleichzeitige Auftreten der entgegengesetzten Temperaturänderungen läßt dynamische Ursachen vermuten.

Diese wenigen ausgewählten Beispiele sollten andeuten, daß durch die neuen Beobachtungsmethoden besonders für die Stratosphäre neue Möglichkeiten geschaffen wurden, so daß man sich nun an Untersuchungen heranwagen kann, die früher undurchführbar waren, und man darf erwarten, daß dadurch die Erforschung der Stratosphäre rasch weiter fortschreiten wird.

## LITERATUR

- Barnett, J.J., M.J. Cross, R.S. Harwood, J.T. Houghton, C.G. Morgan, G.E. Peckham, C.D. Rodgers, S.D. Smith and E.J. Williamson, 1972, The first year of the Selective Chopper Radiometer on Nimbus 4, *Quart. J. R. Met. Soc.* 98, 17-37
- Fritz, S. and S.D. Soules, 1970, Large-scale temperature changes in the stratosphere observed from Nimbus 3. *J. Atmosph. Sci.* 27, 1091-1097
- Kriester, B., 1971, Änderungen von stratosphärischen Druckflächen im Zusammenhang mit der Sonnenaktivität, *Met. Rdsch.* 24, 71-73
- Labitzke, K. and collaborators, 1972, Climatology of the stratosphere in the Northern Hemisphere, Part I, Heights, temperatures and geostrophic resultant wind speeds at 100, 50, 30 and 10 mb. *Meteorol. Abh. F.U. Berlin* 100, 4.
- Labitzke, K. and H. van Loon, 1972, The stratosphere in the Southern Hemisphere. *Meteorol. Monogr.* 13, 35, 113-138. *Am. Meteorol. Soc. Boston, Mass.*
- Labitzke, K. and J.J. Barnett, 1973, Global time and space changes of satellite radiances received from the stratosphere and lower mesosphere. *J. Geophys. Res.* 78, 483-496
- Labitzke, K., 1974, The temperature in the upper stratosphere: Differences between hemispheres. *J. Geophys. Res.* 79. (In press.)
- Loon, van H., R.L. Jenne, and K. Labitzke, 1972, Climatology of the stratosphere in the Northern Hemisphere. Part 2. Geostrophic winds at 100, 50, 30 and 10 mb. *Meteorol. Abh. F.U. Berlin* 100, 5.

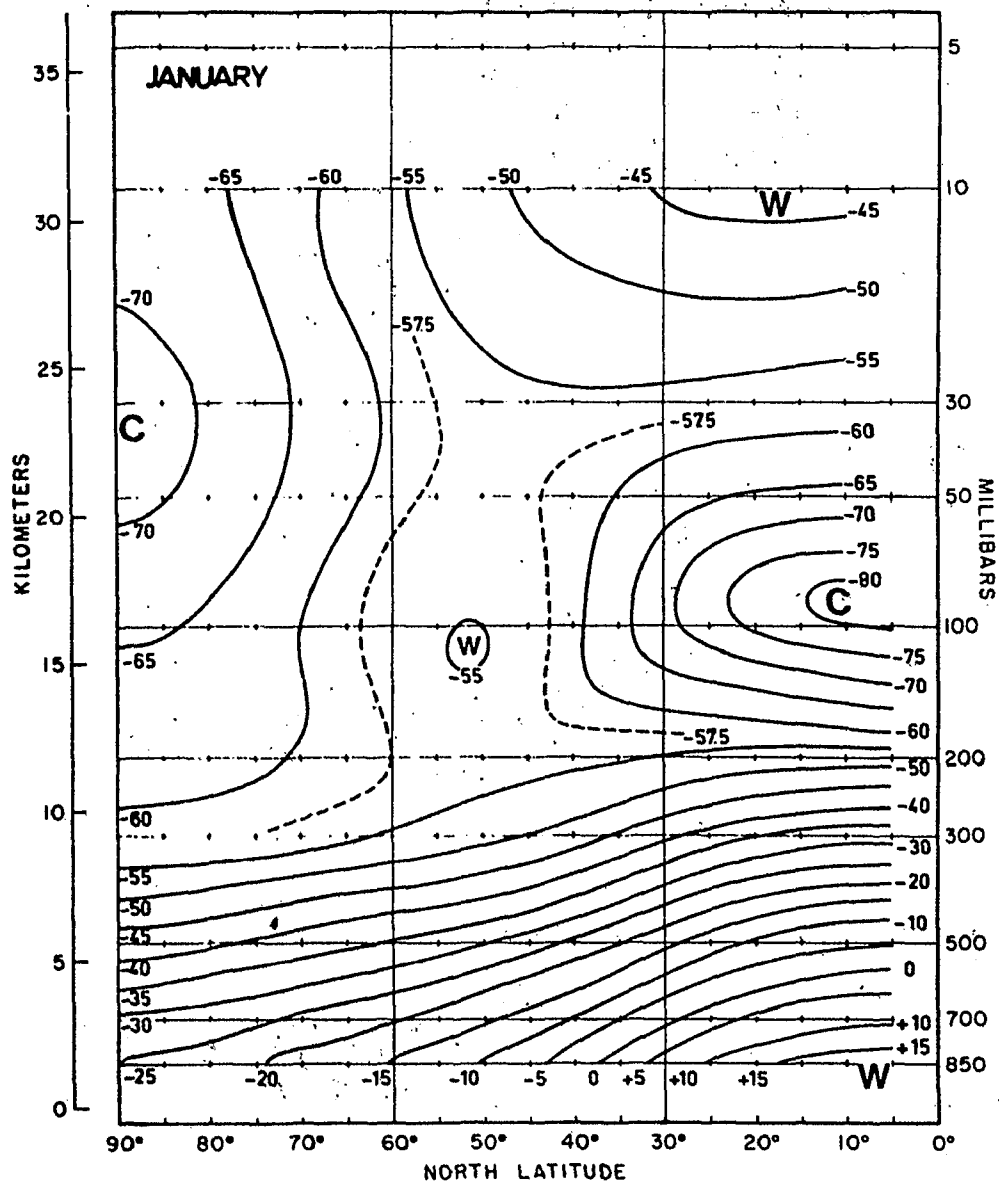


Abb. 1 Meridionalschnitt der zonal gemittelten Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ )  
(aus Met. Abh. F.U. Berlin, Bd. 100/4)

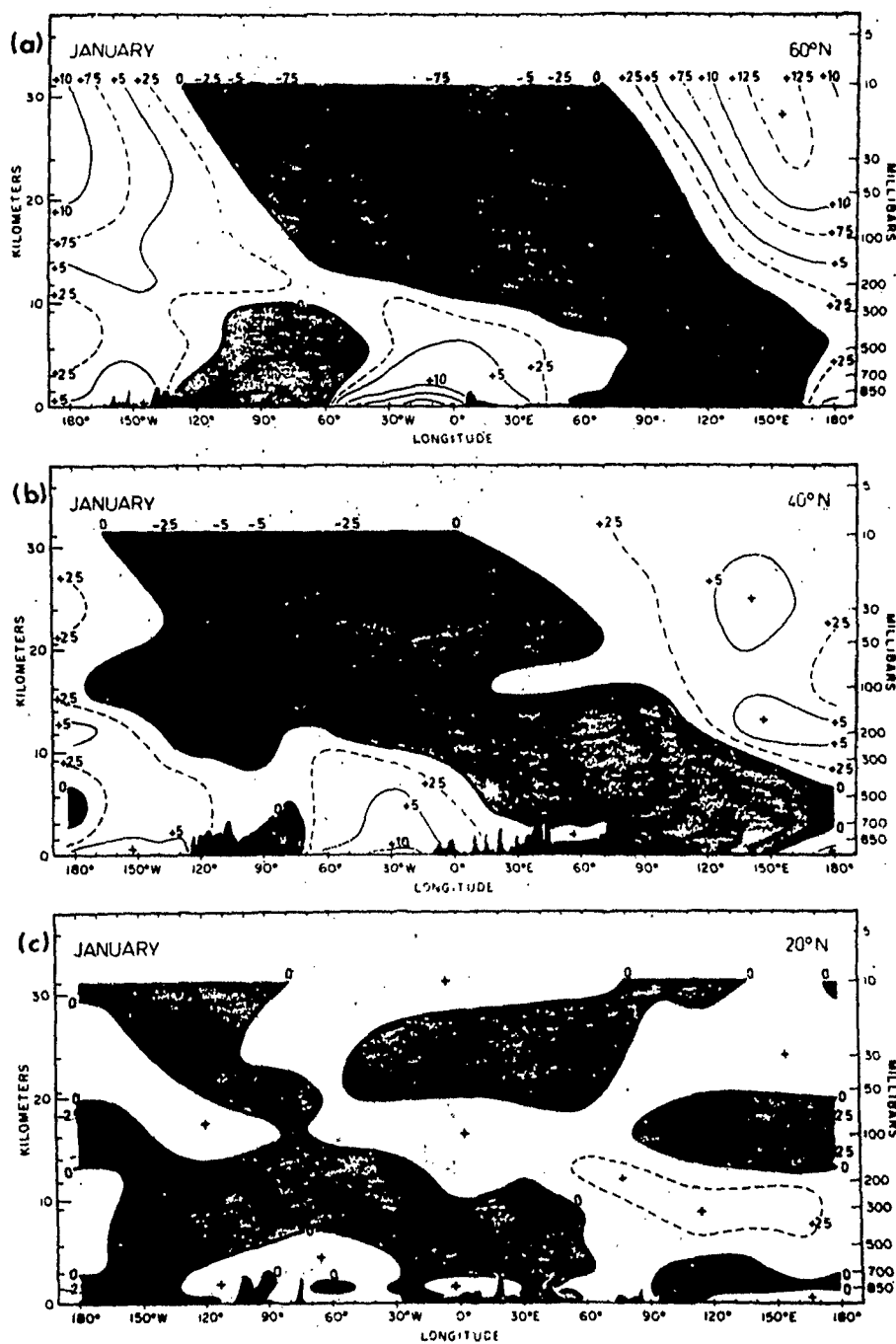
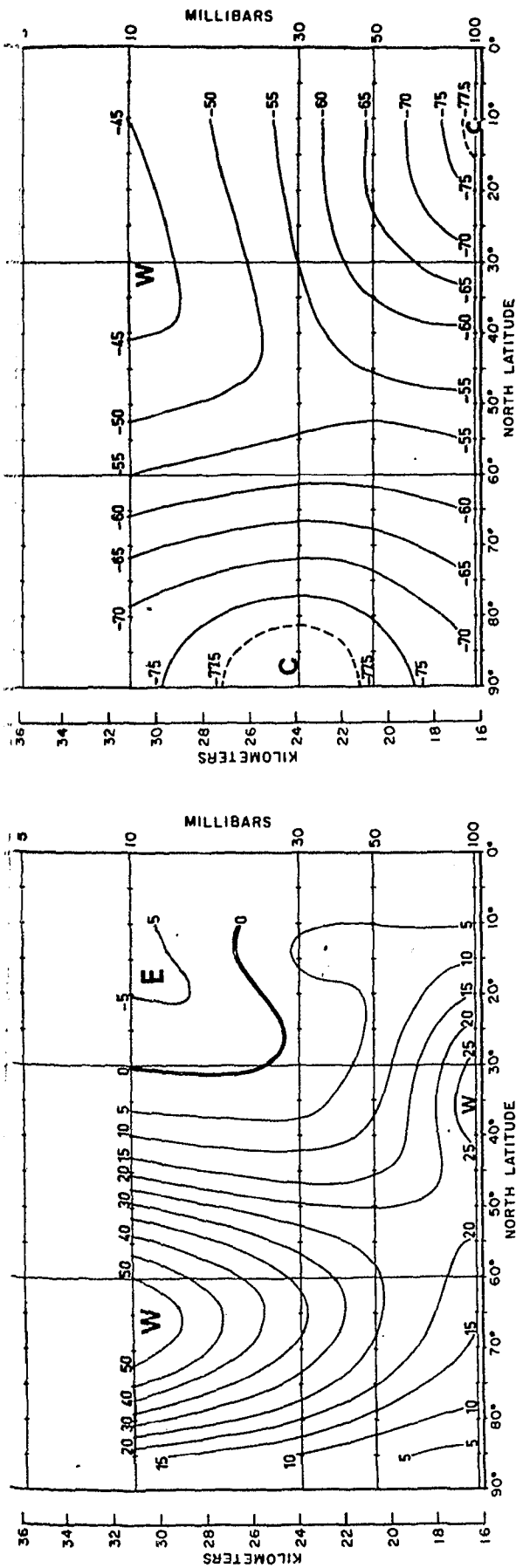
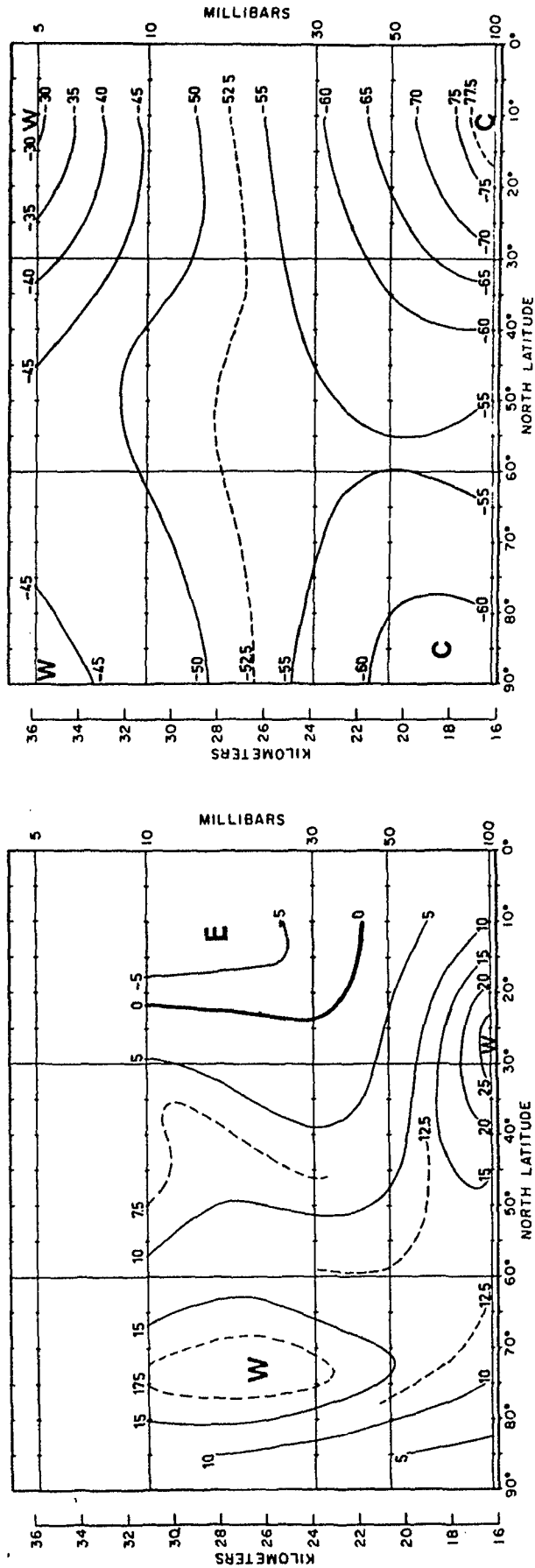


Abb. 2 Zonalschnitte der Breitenkreisanomalien ( $^{\circ}\text{C}$ ) für  
a)  $60^{\circ}\text{N}$ ; b)  $40^{\circ}\text{N}$  und c)  $20^{\circ}\text{N}$   
(aus Met. Abh. F.U. Berlin, Bd. 100/4)



a) ZONAL COMPONENT (u) OF THE GEOSTROPHIC WIND  
ZONAL AVERAGE OF A COLD JANUARY (1967)

b) TEMPERATURE, ZONAL AVERAGE OF A COLD JANUARY (1967)



c) ZONAL COMPONENT (u) OF THE GEOSTROPHIC WIND  
ZONAL AVERAGE OF A WARM JANUARY (1968)

d) TEMPERATURE, ZONAL AVERAGE OF A WARM JANUARY (1968)

Abb. 3 Vergleich von Wind und Temperatur in zwei extrem-verschiedenen Wintern (aus Met. Abh. F.U. Berlin, Bd. 100/5)

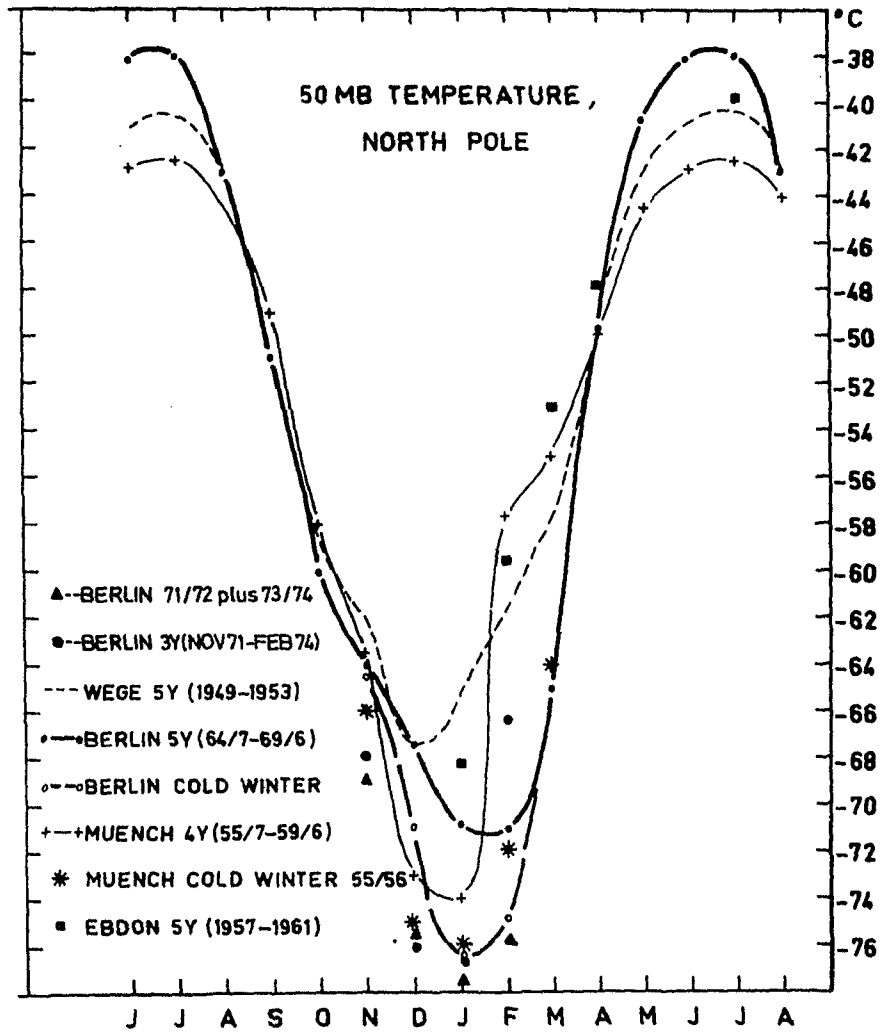


Abb. 4 Temperatur am Nordpol in 50 mb



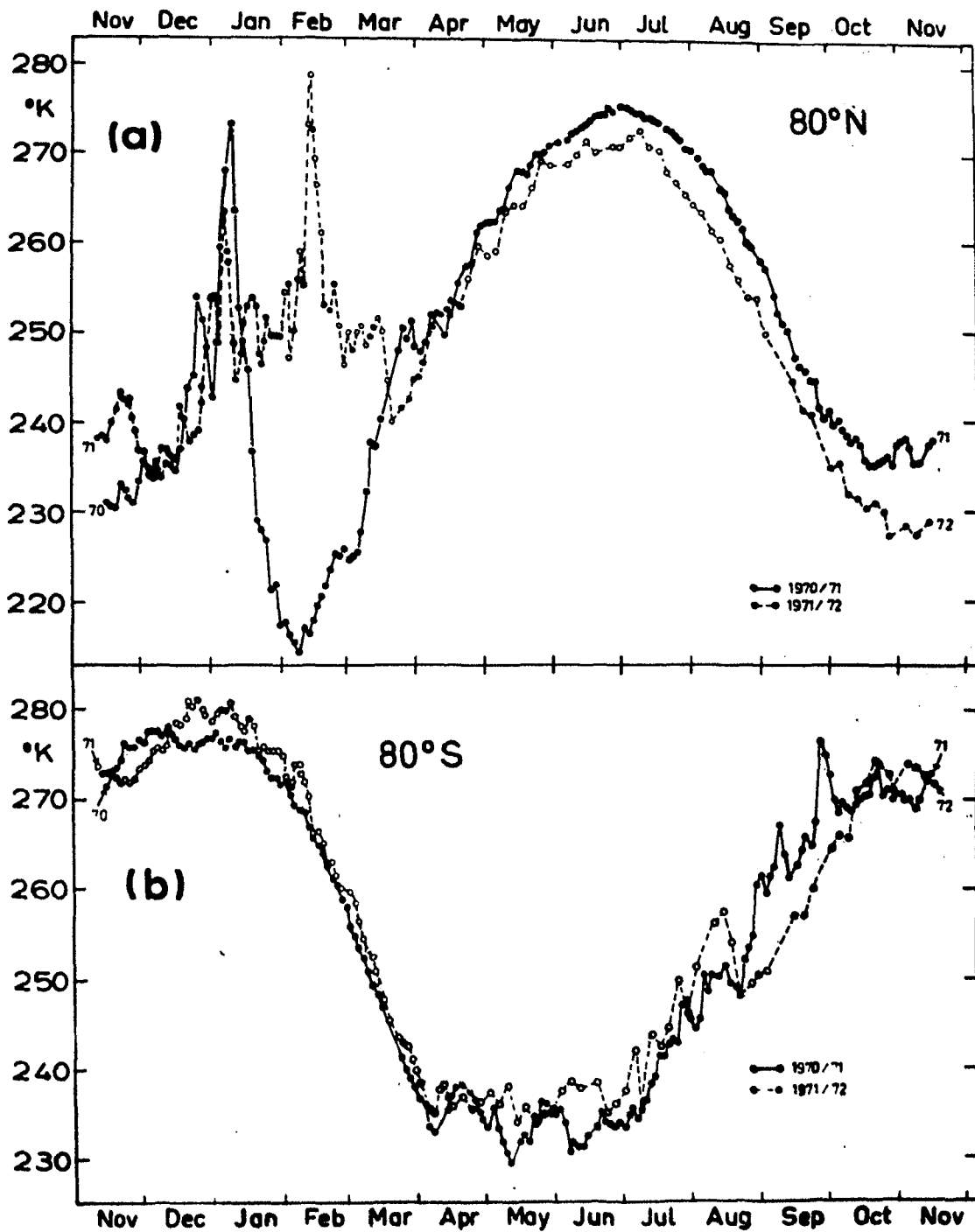


Abb. 5 Tägliche Breitenkreismittel der Strahldichten des SCR,  
Kanal A, für  $80^{\circ}\text{N}$  und  $80^{\circ}\text{S}$

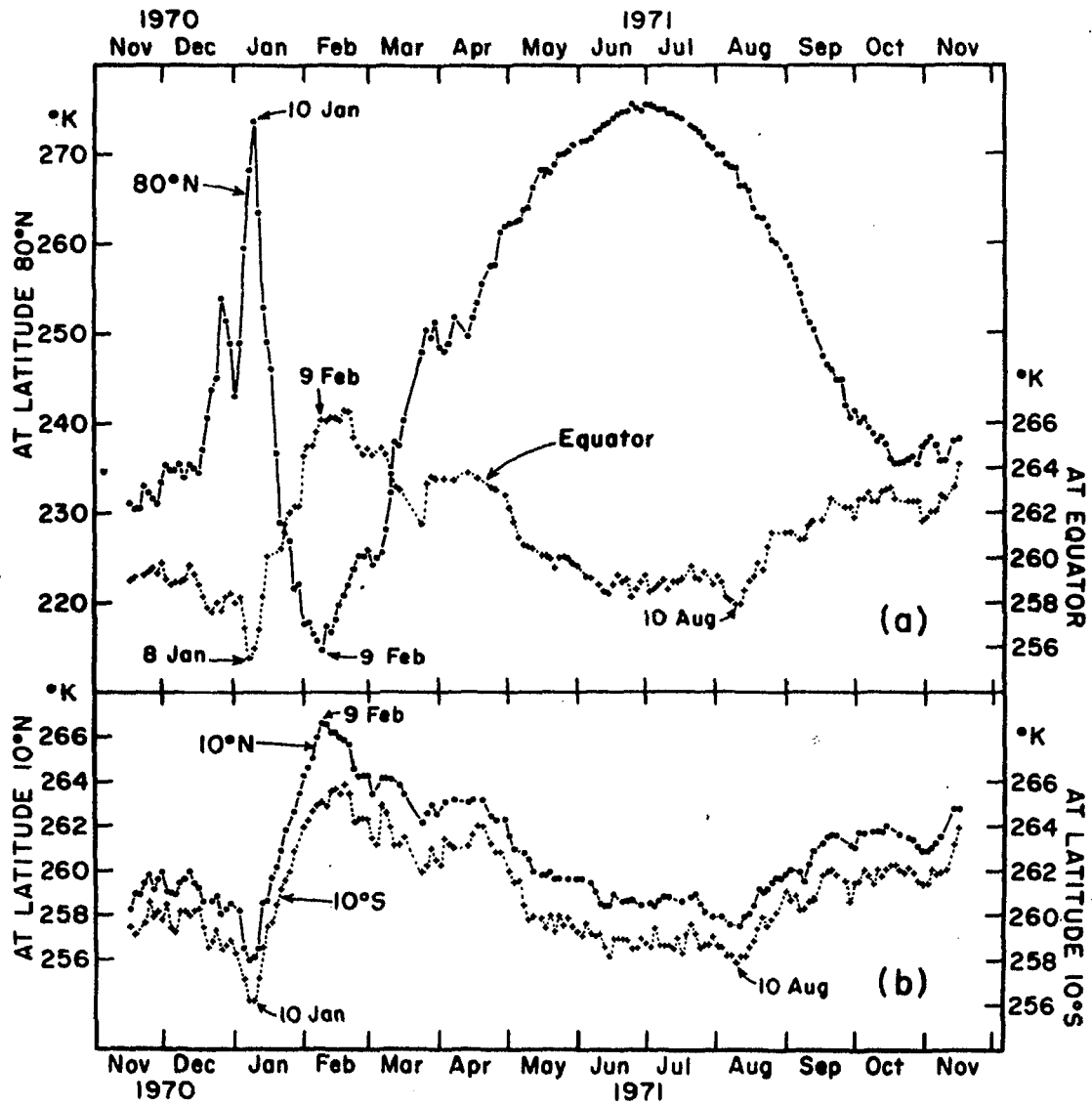


Abb. 6 Tägliche Breitenkreismittel der Strahldichten des SCR, Kanal 5, für 80°N und die Tropen

### 3.2. BERECHNUNGEN ZUM DREHIMPULSHAUSHALT DER STRATOSPHERE (K. ROSE, Berlin)

#### Symbole

- a - Erdradius
- $\phi$  - geographische Breite
- $\lambda$  - geographische Länge
- g - Schwerebeschleunigung
- $\Omega$  - Winkelgeschwindigkeit der Erde
- p - aktueller Luftdruck
- u, v,  $\omega$  - Windkomponenten im p-System

#### a. Einleitung

Es werden die Berechnungen zum Drehimpulshaushalt für die nordhemisphärischen Winter 66/67, 67/68 und 70/71 verglichen. Im Winter 66/67 blieb im untersuchten Teilgebiet, das zwischen 50 mb und 10 mb liegt, der Polarwirbel erhalten, während er im Verlauf der beiden anderen Winter zusammenbrach. Die über die Masse des Teilgebietes integrierte Drehimpulsgleichung im p-System ohne Reibungsterm bildet den Ausgang der Untersuchung.

$$\begin{aligned} & \frac{1}{g} \frac{\partial}{\partial t} \int_{p_1}^{p_2} \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_0^{2\pi} M a^2 \cos \phi \, d\lambda \, d\phi \, dp \\ & + \frac{2 \pi a}{g} \int_{p_1}^{p_2} \{ (J_\phi(\phi_2)) \cos \phi_2 - (J_\phi(\phi_1)) \cos \phi_1 \} dp \\ & + \frac{2 \pi a^2}{g} \int_{\phi_1}^{\phi_2} \{ (J_p(p_2)) - (J_p(p_1)) \} \cos \phi \, d\phi = 0 \end{aligned}$$

wobei  $M = \Omega a^2 \cos^2 \phi + u a \cos \phi$  der absolute Drehimpuls ist,

$$\{J_\phi\} = \Omega a^2 \cos^2 \phi \{v\} + a \cos \phi (\{u\} \{v\} + \{u^+ v^+\})$$

den zonal gemittelten meridionalen und

$$\{J_p\} = \Omega a^2 \cos^2 \phi \{\omega\} + a \cos \phi (\{u\} \{\omega\} + \{u^+ \omega^+\})$$

den zonal gemittelten vertikalen Drehimpulstransport darstellt. Das zonale Mittel des Feldwertes wird durch  $\{...\}$  und die Abweichung vom zonalen Mittel durch  $\{...\}^+$  angezeigt.  $u$  und  $v$  sind bei dieser Berechnung die geostrophischen Windkomponenten. Die Vertikalgeschwindigkeit  $\omega$  wurde nach der adiabatischen Methode berechnet.

#### b. Der Drehimpulshaushalt der mittleren Stratosphäre

Aus dem zeitlichen Verlauf des relativen Drehimpulsgehaltes zwischen 50 mb und 10 mb, sowie zwischen  $15^\circ\text{N}$  und  $85^\circ\text{N}$  für die drei genannten Winter ergibt sich keine Unterscheidungsmöglichkeit zwischen den Wintern mit und dem Winter ohne Zusammenbruch des Polarwirbels (Abb. 1b). Die Kurven dieser und der folgenden Abbildungen, in denen Berechnungen der drei Winter dargestellt werden, wurden so gegeneinander verschoben, daß für die beiden "warmen" Winter der Zusammenbruch des Polarwirbels in 30 mb auf einen Punkt auf der Zeitachse fallen, und die Kurve für den Drehimpulsgehalt des "kalten" Winters in ihrem Verlauf dem der beiden anderen am meisten ähnelt.

Zeigt der zeitliche Verlauf des relativen Drehimpulsgehaltes keinen markanten Unterschied zwischen den Wintern, so besteht immer noch die Möglichkeit, daß sich die Flüsse von Drehimpuls durch die Berandungen des betrachteten Teilgebietes unterscheiden. Der einzige direkt berechenbare Fluß, der in dem Teilgebiet in den drei Wintern von Bedeutung ist, ist der Fluß durch die untere Berandung (Abb. 1a). Aber auch hier, positive Werte bedeuten Transport nach unten, ergibt sich keine Unterscheidungsmöglichkeit zwischen den untersuchten Wintern.

Der Fluß durch die 10 mb-Fläche ist erheblich kleiner (seine größten Werte betragen 1/5 des Flusses durch die 50 mb-Fläche) und der großturbulente (großturbulent heißt hier Abweichung vom zonalen Mittel) Fluß durch die südliche Berandung bei  $15^{\circ}\text{N}$  ist immer mindestens um eine Zehnerpotenz kleiner als der vertikale Fluß durch die 50 mb-Fläche. Da  $\{v\}$  des geostrophischen Windes exakt Null ist, läßt sich  $\{v\}$  nur indirekt berechnen. Mit Werten um  $0,3 \text{ ms}^{-1}$  bei  $15^{\circ}\text{N}$  für die mittlere Meridionalgeschwindigkeit ließe sich die Bilanz für das gesamte Teilgebiet schließen.

In allen betrachteten Wintern sind die vertikalen Transporte durch  $a \cos \phi ((u) (\omega) + \{u^+ \omega^+\})$  um eine Zehnerpotenz kleiner als der vertikale  $\Omega$ -Impulstransport.

Mit einer Integration über das erwähnte Gebiet lassen sich die Winter nicht unterscheiden. Deshalb wurde dieselbe Berechnung noch einmal für das Gebiet zwischen  $60^{\circ}\text{N}$  und  $85^{\circ}\text{N}$  durchgeführt.

Abb. 1c zeigt den zeitlichen Verlauf des relativen Drehimpulsgehaltes des Gebietes zwischen  $60^{\circ}\text{N}$  und  $85^{\circ}\text{N}$  sowie zwischen 50 mb und 10 mb. Jetzt ist ein deutlicher Unterschied zwischen den "warmen" und dem "kalten" Winter erkennbar. Die beiden "warmen" Winter unterscheiden sich außerdem nach dem Zusammenbruch des Polarwirbels in der Wiederherstellung der normalen Winterzirkulation. Während im Winter 67/68 etwa zwei Wochen nach dem Zusammenbruch die alten Werte wieder erreicht werden, geht der Anstieg im Winter 70/71 viel langsamer vonstatten.

War der vertikale Drehimpulsfluß integriert über die 50 mb- bzw. 10 mb-Fläche für das Gebiet zwischen  $15^{\circ}\text{N}$  und  $85^{\circ}\text{N}$  im wesentlichen nach unten gerichtet (Abb. 1a), so ist der Fluß durch die obere und untere Berandung des Gebietes zwischen  $60^{\circ}\text{N}$  und  $85^{\circ}\text{N}$  hauptsächlich nach oben gerichtet (Abb. 3a und Abb. 3b). Die Abb. 3a zeigt den zeitlichen Verlauf des Drehimpulsflusses durch die 10 mb-Fläche, Abb. 3b den durch die 50 mb-Fläche.

In allen Wintern ist im Vertikaltransport eine Zweizellenstruktur gut erkennbar. In hohen Breiten ist der Vertikaltransport nach oben und in den mittleren Breiten nach unten gerichtet (Abb. 2). Abb. 2 zeigt einen horizontalen Zeitschnitt des zonal gemittelten vertikalen Drehimpulsflusses durch die 30 mb-Fläche für den Winter 67/68. In den beiden anderen untersuchten Zeiträumen ist die Struktur dieses Feldes dieselbe: eine Intensivierung der Vertikalzirkulation vor dem Zeitpunkt des Zusammenbruchs in den "warmen" Wintern, dann eine Abschwächung nach dem "breakdown" und nach zwei weiteren Wochen eine Auflösung der Zweizellenstruktur; im "kalten" Winter genau derselbe Verlauf, nur eben ohne "breakdown".

Der Fluß durch die 10 mb-Fläche (Abb. 3a) in den drei Wintern zeigt verstärkte Vertikaltransporte vor dem Zusammenbruch des Polarwirbels in den "warmen" Wintern; aber auch der "kalte" Winter verhält sich wie der Winter 67/68. Die stark positiven Werte im Winter 70/71 kommen dadurch zustande, daß zu dieser Zeit sich der nach unten gerichtete Vertikaltransport besonders weit nach Norden verlagert hat.

Die Abb. 3b zeigt den zeitlichen Verlauf des Vertikalflusses durch die 50 mb-Fläche zwischen  $60^{\circ}\text{N}$  und  $85^{\circ}\text{N}$ . Auch hier ist zwischen den beiden "warmen" und dem "kalten" Winter kein unterschiedliches Verhalten festzustellen.

Die Divergenz der vertikalen Flüsse in das betrachtete Gebiet zeigt keine Unterschiede zwischen den Wintern. Die einzige Unterscheidungsmöglichkeit zwischen den "warmen" und dem "kalten" Winter ergibt sich aus Abb. 4a. Diese Abbildung zeigt den zonal gemittelten großturbulenten horizontalen Drehimpulsfluß zwischen 50 mb und 10 mb bei  $60^{\circ}\text{N}$ . Hier zeigt sich im Winter 70/71 vier Tage vor und im Winter 67/68 genau zum Zeitpunkt des Zusammenbruchs des Polarwirbels für kurze Zeit ein starker Transport nach Süden. Im "kalten" Winter treten diese starken Transporte nach Süden nicht auf.

Die Abb. 4b zeigt den zeitlichen Verlauf des indirekt berechneten Meridionaltransportes von Drehimpuls mit  $\{v\}$ . Beachtet werden muß, daß diese Rechengröße aus der Drehimpulsgleichung erhalten wurde, in der  $\omega$  nach der adiabatischen Methode und der Wind geostrophisch berechnet wurden und außerdem Reibung nicht berücksichtigt wurde. Auch hier ergibt sich keine Unterscheidungsmöglichkeit zwischen den "warmen" und dem "kalten" Winter. Die Abb. 4a und Abb. 4b zeigen, daß der Drehimpulstransport der mittleren meridionalen Strömung und der durch den großturbulenten Anteil der Strömung entgegengesetzt gerichtet ist. Deutlich ist das für die Zirkulation der drei Winter in Abb. 5 zu sehen. Sie zeigt den Verlauf des großturbulenten Drehimpulstransportes bei  $60^{\circ}\text{N}$  und den Verlauf der zeitlichen Änderung des Drehimpulsgehaltes. Beachtet man, daß für den vertikalen Fluß von Drehimpuls nur der  $\Omega$ -Impulstransport von Bedeutung war, so ergibt sich eine Drehimpulsgleichung, in der die zeitliche Änderung des Drehimpulses und die  $\Omega$ -Impulstransporte durch die mittlere Zirkulation durch den großturbulenten horizontalen Transport balanciert werden. Aus Abb. 5 ist so leicht zu ersehen, daß mittlere Zirkulation und Großturbulenz fast während der gesamten betrachteten Zeiträume gegeneinander wirken. Nur im Winter 67/68 zum Zeitpunkt des Zusammenbruchs des Polarwirbels und im Winter 70/71 kurz vorher ist das nicht der Fall - die zeitliche Änderung des Drehimpulsgehaltes weist zu diesen beiden Zeitpunkten größere Beträge als der großturbulente horizontale Drehimpulsfluß bei gleichem Vorzeichen auf.

Vertikaler Drehimpulsfluss  $[10^6 \text{ g s}^{-1}]$  30mb

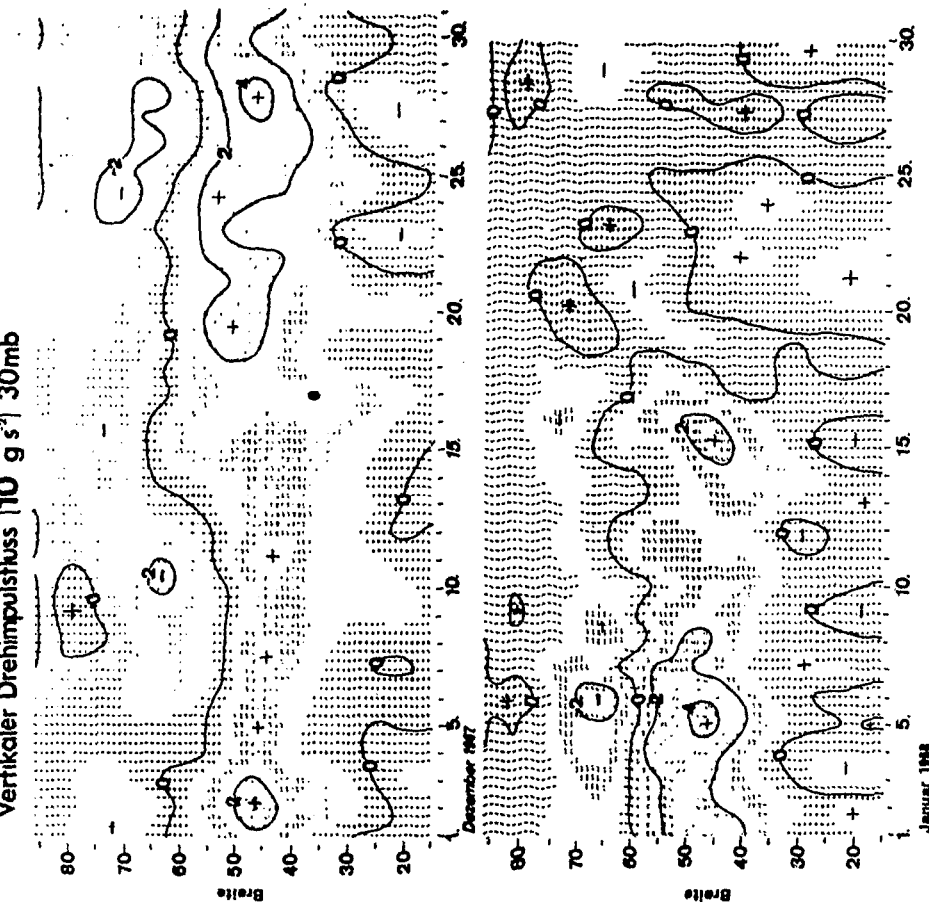


Abb. 2

Zeitlicher Verlauf des zonal gemittelten vertikalen Drehimpulsflusses pro Flächeneinheit durch 50 mb für den Winter 1967/68; Abszisse: Zeit, Ordinate: geographische Breite

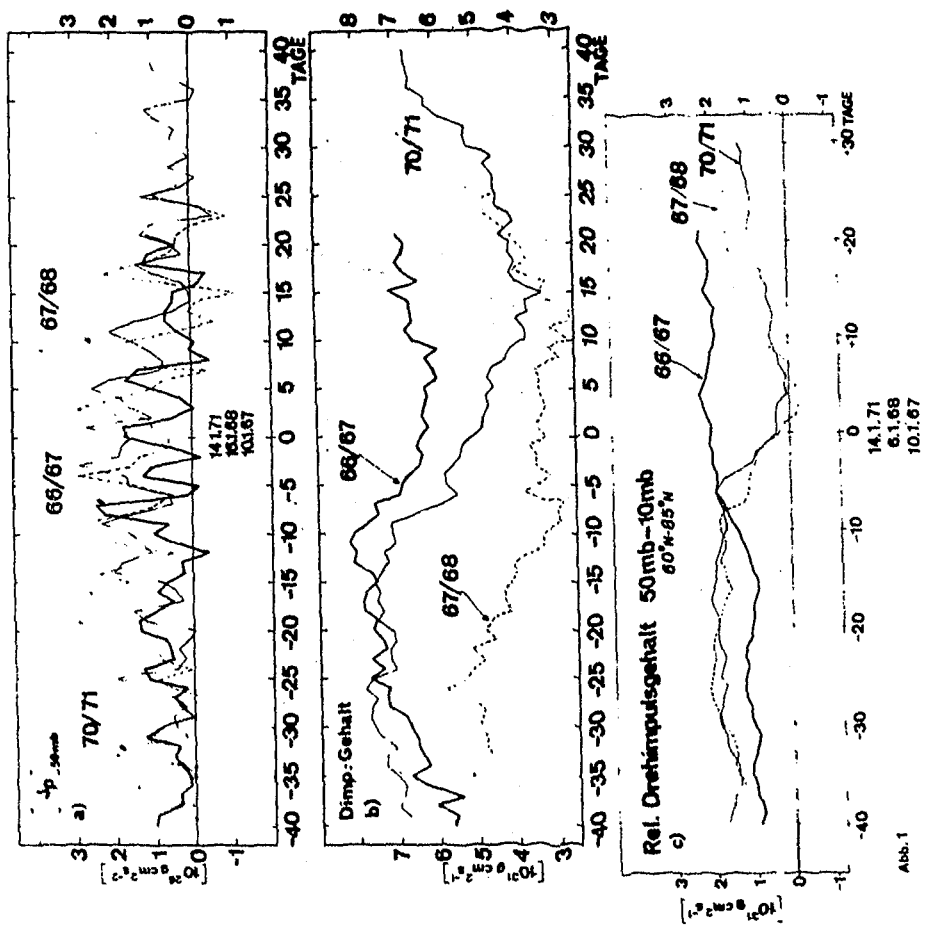


Abb. 1

Abb. 1a  
Vertikaler Drehimpulsfluß durch 50 mb zwischen 15°N und 85°N für die Winter 1966/67, 1967/68 und 1970/71; Abszisse: Zeit in relativen Tagen, Ordinate: Drehimpulsänderung pro Zeit

Abb. 1b  
Gehalt von relativem Drehimpuls zwischen 15°N und 85°N und 10 mb und 50 mb; Abszisse: Zeit in relativen Tagen, Ordinate: Drehimpuls

Abb. 1c  
Gehalt von relativem Drehimpuls zwischen 60°N und 85°N und 10 mb und 50 mb, sonst wie Abb. 1b



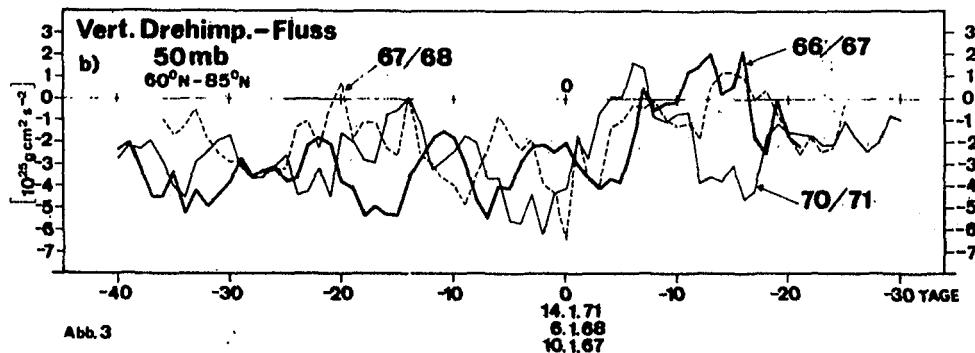
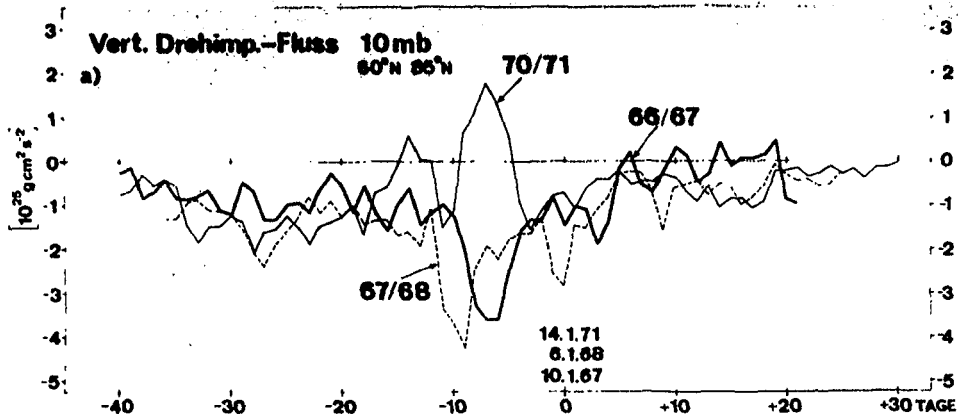


Abb. 3

Abb. 3a Vertikaler Drehimpulsfluß durch 10 mb zwischen 60°N und 85°N;  
 Abszisse: Zeit in relativen Tagen, Ordinate: Drehimpulsänderung pro Zeit  
 Abb. 3b Vertikale Drehimpulsfluß durch 50 mb, sonst wie Abb. 3a

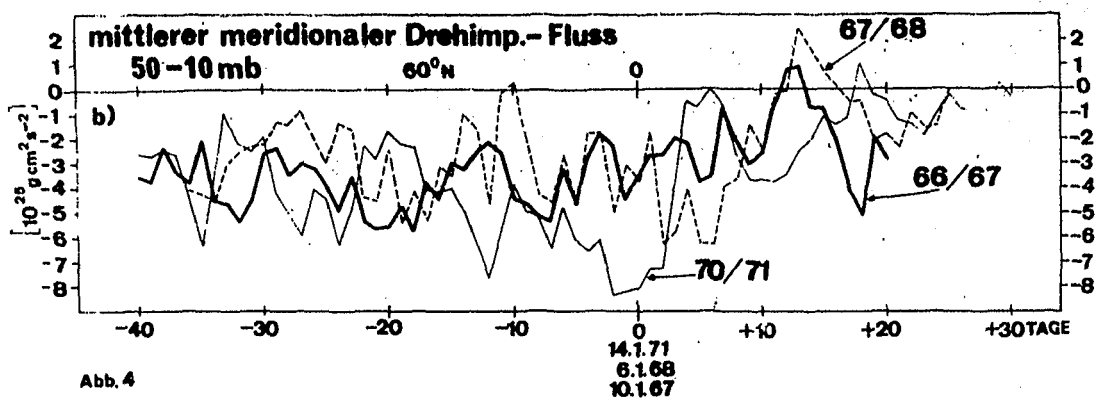
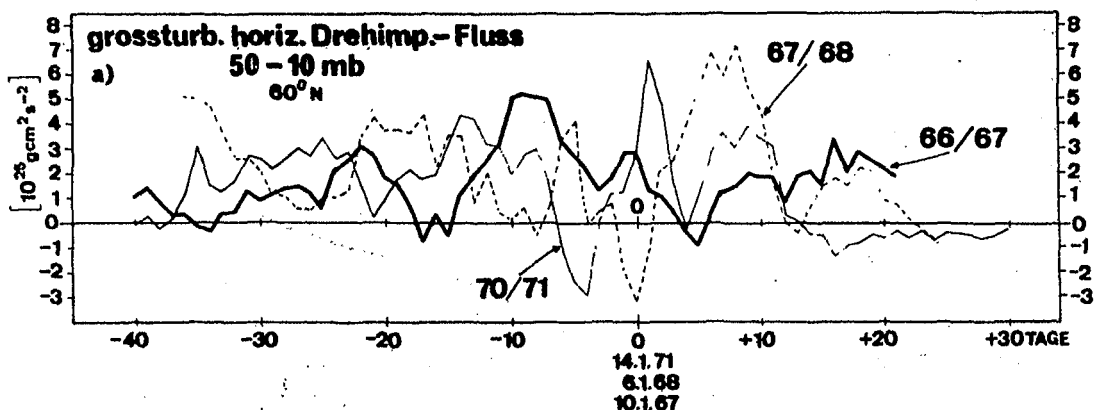


Abb. 4

Abb. 4a Großturbulenter horizontaler Drehimpulsfluß in 60°N zwischen 10 mb und 50 mb;  
 Abszisse: Zeit in relativen Tagen, Ordinate: Drehimpulsänderung pro Zeit  
 Abb. 4b Mittlerer meridionaler Drehimpulsfluß, sonst wie Abb. 4a

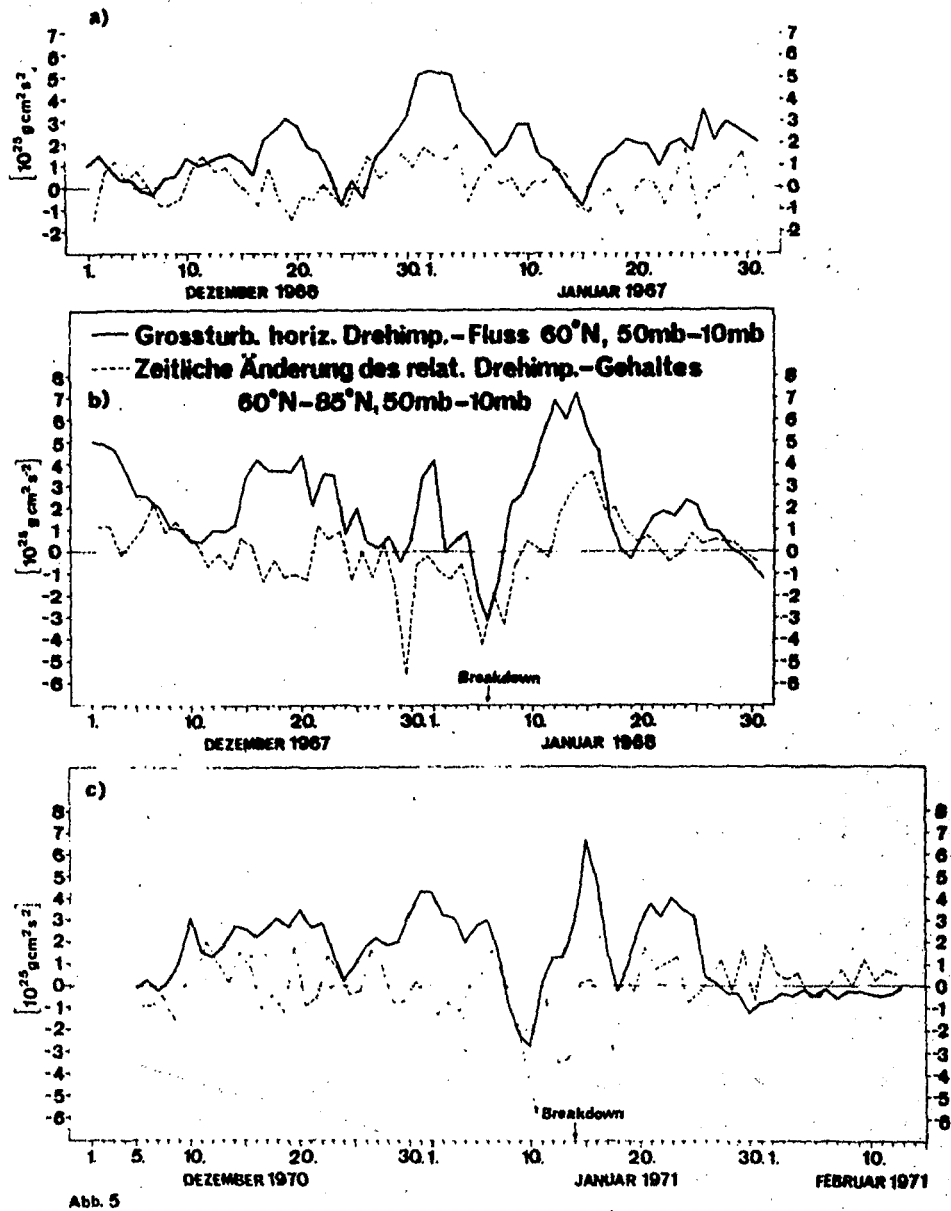


Abb. 5

Abb. 5 Großturbulenter horizontaler Drehimpulsfluß in  $60^\circ\text{N}$  zwischen 10 mb und 50 mb und zeitliche Änderung des Gehaltes von relativem Drehimpuls; Abszisse: Zeit, Ordinate: Drehimpulsänderung pro Zeit  
a) Winter 1966/67, b) Winter 1967/68, c) Winter 1970/71

### 3.3. BILANZ DER KINETISCHEN ENERGIE DER GROSSTURBULENZ DER STRATOSPHERE FÜR EINEN WINTER MIT "MAJOR WARMING"

(E. KLINKER, Berlin)

Bisher wurden energetische Berechnungen fast ausschließlich für einzelne Fälle von Stratosphärenenerwärmungen durchgeführt. Ein Vergleich der Ergebnisse ist jedoch schwer möglich, da es Unterschiede im verwendeten Datenmaterial, in der Auswahl der Niveauebenen und in den Berechnungsmethoden gibt. Die tägliche Analysen der 50 -, 30 - und 10 mb-Fläche des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin bilden ein hervorragendes Ausgangsmaterial für vergleichende Untersuchungen über einen längeren Zeitraum. Die Arbeit an diesem Projekt ist so weit fortgeschritten, daß die Ergebnisse für die Bearbeitung eines Winters dargestellt werden können.

Im Gegensatz zu ARPE (siehe 4.6.), der seine Berechnungen im Wellenzahlenbereich durchführt, beruhen meine Ergebnisse auf der direkten Verwendung von Gitterpunktwerten. Das Grunddatenmaterial besteht aus geopotentieller Höhe und Temperatur für fünf Flächen (5, 10, 30, 50, 100 mb) der beiden Wintermonate Dezember 1967 und Januar 1968. Das Gitternetz wurde durch Interpolation auf eine Maschenweite von 5 mal 5 Grad in geographischen Koordinaten gebracht. Es bedeckt mit einer südlichen Berandung von  $10^{\circ}\text{N}$  fast die gesamte Nordhalbkugel. Vor der Berechnung des Windfeldes aus einem linearisierten Gleichungssystem für die Komponenten U und V wurde der meteorologische Lärm durch einen zweidimensionalen Tiefpaßfilter beseitigt. Zur Ermittlung der Vertikalgeschwindigkeit erwies sich die thermodynamische Methode als günstig, da hierfür Ableitungen von nur erster Ordnung erforderlich sind. Der nichtadiabatische Anteil wurde zunächst vernachlässigt, da er eine Größenordnung kleiner als der der Temperaturadvektion ist.

Die Energieberechnungen sind nach dem Konzept der verfügbaren potentiellen Energie von LORENZ (1955) durchgeführt worden. Für die Energiebilanz eines Teilgebietes der

Atmosphäre, wie es der von mir gewählte Stratosphärenausschnitt (10-50 mb, 15 Grad Nord bis zum Pol) darstellt, sind neben den internen Energieumwandlungen die Energieflüsse durch die vorgegebene Berandung von Bedeutung. Die Bezeichnung der energetischen Größen entspricht der von DOPPLICK (1971) verwandten Symbolik.

Der Zusammenbruch des Polarwirbels des Winters 1967/68 spiegelt sich in maximalen Werten der kinetischen Energie der großturbulenten Bewegung (KE) Ende Dezember und Anfang Januar wieder (Abb. 1). Die Betrachtung des zeitlichen Verlaufs einzelner Terme des Energiekreislaufs soll die physikalischen Prozesse sichtbar machen, die für die starke Variation im großturbulenten Windfeld verantwortlich sind.

Die Umwandlung von verfügbarer potentieller Energie der Großturbulenz (AE) in kinetische Energie (KE) ist in Abb. 2 dargestellt. Bis Ende Dezember findet durch Aufsteigen warmer und Absinken kalter Luft in den baroklinen Wellen in großem Maße ein Transfer von AE nach KE statt. Dieser Prozeß schwächt sich bis zum Höhepunkt der Erwärmung ab. Durch erzwungene Vertikalbewegung wird danach für kurze Zeit verfügbare potentielle Energie der Großturbulenz auf Kosten des großturbulenten Windfeldes aufgebaut.

Die kinetische Energie der Zonalbewegung (KZ) zeigt zu KE einen nahezu inversen Verlauf, ohne daß man daraus auf den Energietransfer zwischen diesen beiden Größen schließen könnte, denn bei insgesamt zunehmender kinetischer Energie der Großturbulenz und abnehmendem KZ im Laufe des Dezembers wird bis zum 28. 12. durch den horizontalen Impulsfluß in Richtung Pol KE in KZ umgewandelt (Abb. 3). Am 29. und 30. Dezember kehrt sich der horizontale Impulsfluß kurzzeitig um, so daß ein Transfer mit Gewinn für die kinetische Energie der Großturbulenz resultiert. Während dieses Prozesses, der auf barotrope Instabilität schließen läßt, wächst KE sprunghaft an, während KZ um etwa den gleichen Betrag abnimmt.

Für die Bilanz von KE ist die Konvergenz des großturbulenten Flusses von mechanischer Wellenenergie (Abb. 6) von großer Bedeutung. Durch die untere Grenzfläche des gewählten Stratosphärengebietes fließt durchweg Energie von der Troposphäre in die Stratosphäre (Abb. 4). Innerhalb des Dezembers findet über einen Zeitraum von etwa zwei Wochen ein Anschwellen zu ungewöhnlich großen Werten statt, wobei das Maximum etwa 10 Tage vor dem Höhepunkt der Erwärmung auftritt. Gleichzeitig fließt ein erheblicher Anteil der Wellenenergie durch die 10 mb-Fläche in die obere Stratosphäre. Der Verlust durch die obere Berandung ist am 25. Dezember sogar noch größer als der Gewinn durch die untere, so daß die daraus resultierende Flußdivergenz (Abb. 6) einen Verlust in der Bilanz von KE bedeutet. Danach schwächt sich der Fluß durch 10 mb bei fortschreitender Erwärmung von oben her rasch ab, während er in 50 mb nur langsam geringer wird, so daß die Zeit der größten Zunahme von KE mit einer Konvergenz des großturbulenten Flusses mechanischer Wellenenergie zusammenfällt.

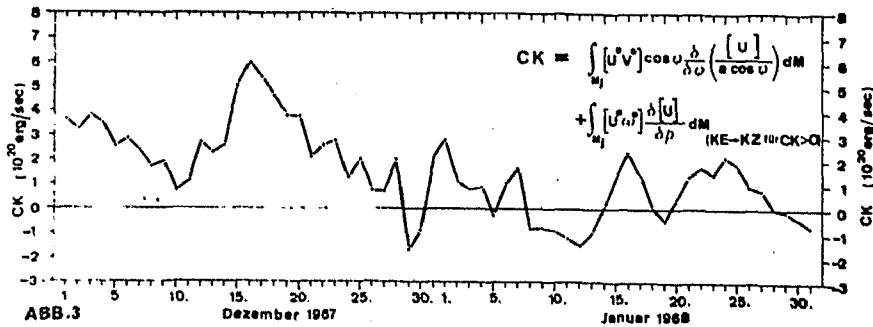
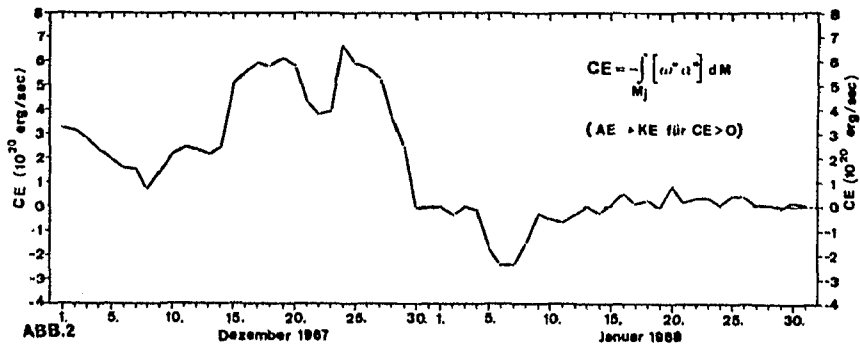
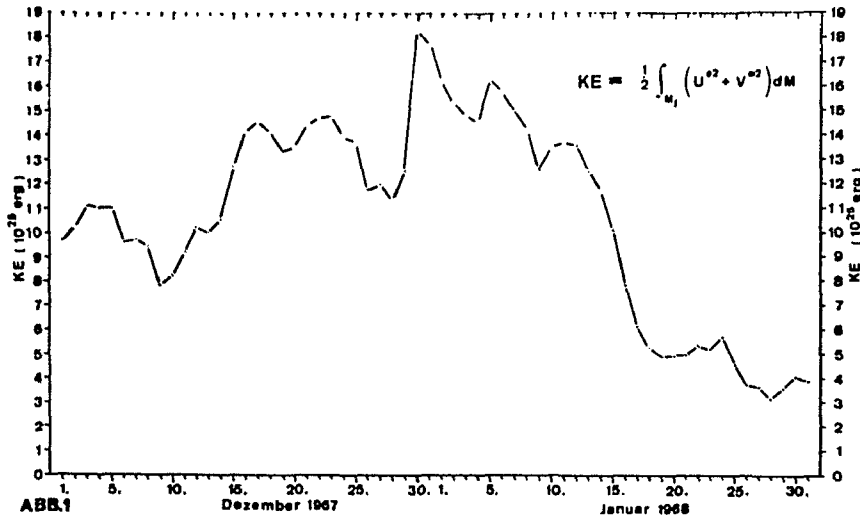
In der Bilanzrechnung fehlt noch der horizontale Fluß von Energie, der dem Korrelationsprodukt  $(v^+ \phi^+)$  proportional ist, das aber bei Verwendung von geostrophischen Winden verschwindet und nur approximativ aus dem horizontalen Impulsfluß und dem mittleren zonalen Wind berechnet werden kann. Im Umwandlungsterm CE steckt noch ein systematischer Fehler, der durch die Vernachlässigung des diabatischen Teils im ersten Hauptsatz entstanden ist, so daß CE die Differenz zwischen dem tatsächlichen CE und der Erzeugung großturbulenter verfügbarer potentieller Energie (GE) darstellt.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß in der ungestörten Wintersituation der Verlust von kinetischer Energie der Großturbulenz durch Reibung sowie durch den Transfer zur Aufrechterhaltung der Zonalströmung vom großturbulenten Fluß mechanischer Wellenenergie aus der Troposphäre und von der Umwandlung von verfügbarer potentieller Energie

der Großturbulenz in KE ausgeglichen werden muß. Die Stratosphärenenerwärmung des Winters 1967/68 ist durch eine Verstärkung des Transfers von AE nach KE sowie durch einen kräftigen Impuls im vertikalen Energiefluß aus der Troposphäre gekennzeichnet. In der kurzzeitigen Umkehr des horizontalen Impulsflusses läßt sich die Auswirkung der barotrop instabil gewordenen Strömung erkennen.

#### LITERATUR

- Dopplick, T.G., 1971, The energy of the lower stratosphere including radiative effects.  
Quart. J. R. Met. Soc. 97, 209-237
- Lorenz, E.N., 1955, Available potential energy and the maintenance of the general circulation.  
Tellus 7, 157-167



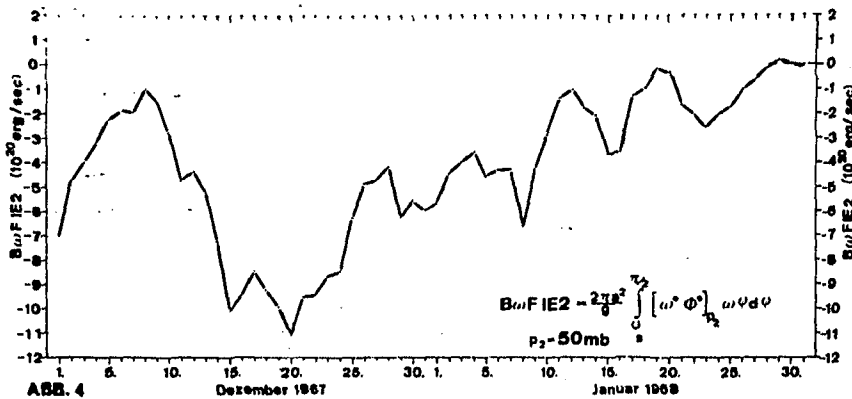


Abb. 4

Großturbulenter Fluß von  
mechanischer Wellenenergie  
durch 50 mb

Ordinate: Energieänderung  
pro Zeit

Abszisse: Zeit in Tagen

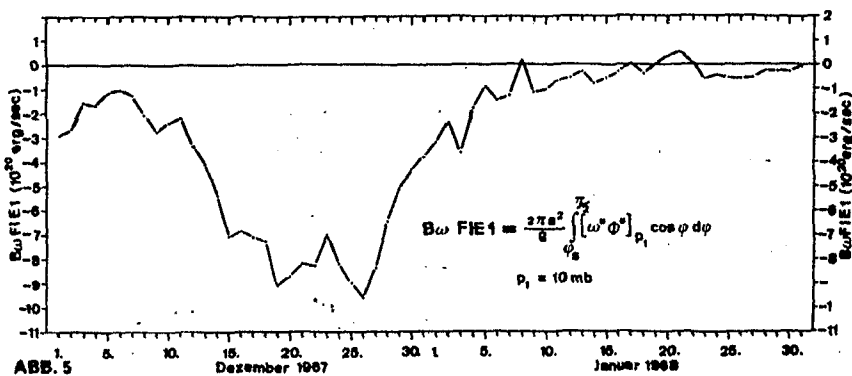


Abb. 5

Großturbulenter Fluß von  
mechanischer Wellenenergie  
durch 10 mb

Ordinate: Energieänderung  
pro Zeit

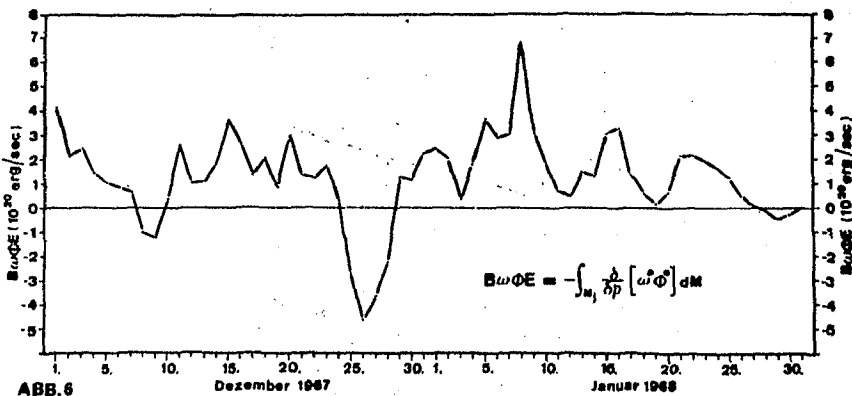


Abb. 6

Konvergenz des großturbu-  
lenten Flusses mechanischer  
Wellenenergie

Ordinate: Energieänderung  
pro Zeit



#### 4. GROSSRAEUMIGE ATMOSPHAERISCHE FELDER

##### (MATHEMATISCHE ANALYSENMETHODEN UND IHRE VERWENDUNG ZU ENERGETISCHEN BERECHNUNGEN AUS ROUTINE-DATEN)

(Fr. DEFANT, Kiel)

Das Teilkapitel (4) der in Kiel ausgeführten Arbeiten enthält neben den grundlegenden mathematischen Methoden, die zur Bearbeitung aerologischen Materials herangezogen wurden, auch eine Reihe von Untersuchungen und Berichten über ihre Durchführung, wobei teilweise spezielle mathematische Bearbeitungsmethoden eingesetzt wurden.

##### a. Mathematische Methoden

Wegen des großen Umfangs an aerologischem Datenmaterial, welches zur wissenschaftlichen Verarbeitung anstand, war es zwingend nötig, mathematische Methoden zu verwenden, die die Datenmasse auf überschaubare Zahlenmengen reduzieren und leichter bearbeitbar machen, ohne zuviele Einzelheiten zu verlieren. Dies erfolgte durch eine mathematische Reihenentwicklung in eine endliche Anzahl von Gliedern. Es wurden generelle Entwicklungen in *orthogonale Reihen* (4.1.) vorgenommen.

1. Für die Bearbeitung horizontaler Felder skalarer Größen wurden solche Zerlegungen in *Kugelflächenfunktionen* und für die Bearbeitung von horizontalen Vektorfeldern wurden solche Aufgliederungen in *orthogonale Vektorfunktionen* möglich gemacht. Durch den Einsatz solcher Methoden erfolgt eine Zerlegung im Wellenzahlenbereich oder was dasselbe besagt, es wurde eine Aufgliederung in streng periodische Anteile erreicht.
2. Für die Bearbeitung von vertikalen Verteilungen von verschiedenen Größen wurde die Entwicklung in *orthogonale Reihen* vertikaler Art eingesetzt und damit eine Zerlegung oder Aufgliederung in vertikale Reihen verschiedener Ordnung ermöglicht.

b. Anwendungen solcher mathematischer Methoden

1. Zur exakteren Beschreibung und Klassifikation von Wetterlagen erfolgten Zerlegungen in zeitlich unabhängige Feldverteilungen ( $\lambda, \phi$ ) und zeitlich variable Koeffizienten ( $t$ ), die eine gewichtsmäßige Beteiligung der ersteren bewirken, um in Summierung wieder den gesamten Inhalt des Wettergeschehens (Wetterlagen) wiederzugeben.
2. Für die Analyse meteorologischer Felder variabler Art (Wind, energetische Transporte etc. als Vektorfelder) wurden die vorstehend erwähnten orthogonalen Vektorfunktionen angewandt.

Eine Klassifikation von Luftmassen prinzipiell dominanter Art (polar, gemäßigt (mittl. Breiten), tropisch) wurde vorgenommen durch statistische Bearbeitung besonders langer Reihen von aerologischem Material einer Station Mitteleuropas mit dem Ziel, die wichtigsten frontalen Übergänge (Polarfront, Subtropenfront) statistisch zu erfassen und ihre Bindung an charakteristische Temperaturen im Frontbereich festzulegen. Besonderes Gewicht wurde auf die Bestimmung des mittleren Jahresganges der Luftmassen- und Front-Charakteristiken gelegt (4.2.).

Eine energetische Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Veränderlichkeit der verfügbaren potentiellen Energie  $A$  basierend auf den Gitterwert-Feldern der Temperatur  $T$  des DWD ist ein weiteres Ergebnis der systematischen Verarbeitung großen Datenmaterials. Hier wird die Veränderlichkeit einer solchen energetischen Grundgröße von Jahr zu Jahr in den Vordergrund gestellt (4.3.).

Eine andere Art der Untersuchung von Energiegrößen (horizontale Flüsse von sensibler Wärme, latenter Wärme und Impuls) basiert auf Berechnungen solcher Transporte an jeder Radiosondenstation des weltweiten aerologischen Netzes und liefert somit eine punktweise Festlegung. Anschließend erfolgt die Feld-Analyse solcher horizontaler Transporte durch Anwendung der vorstehend genannten Entwicklungen in orthogonale Vektorfunktionen (4.4.).

Zwei besonders daten-intensive Studien betreffen den Haushalt der fühlbaren Wärme und des Wasserdampfes für den atmosphärischen Teilbereich über der Ostsee und den sie umgebenden Ländern, basierend auf dem Material mehrerer Jahre von ca. 50 Radiosondenstationen aus diesem Bereich (4.5.).

Speziell penetrative Untersuchungen von ausgewählten Wettersituationen betreffen wieder die Energetik und ihre zeitliche sowie räumliche Veränderlichkeit. Diese Studien beruhen auf den Stationsdaten des hemisphärischen Netzes von Radiosondenstationen, sie bringen spezielle Analysenverfahren zur Ermittlung der Felder der drei Windkomponenten, der Temperatur und des Geopotentials zur Anwendung und gipfeln in einer quantitativen Bestimmung aller Energiegrößen, Umsetzungen und Transporten in der Troposphäre - und was besonders wertvoll ist - auch in der unteren Stratosphäre. Der quantitative Einblick in die Koppelung von Tropo- und Stratosphäre durch energetischen Austausch ist in dieser eingehenden Form bisher nicht zugänglich gewesen. Speziell beschäftigen sich diese Untersuchungen mit solchen Wettersituationen, in denen innerhalb des bearbeiteten Zeitraumes (ca. 6 Monate) stratosphärische Erwärmungen auftraten. Die Untersuchungen gehen dabei der gleichzeitigen zeitlichen Abfolge der Energetik nach und suchen Bindungen zu ermitteln (4.6.).

#### 4.1. DIE BEDEUTUNG VON ORTHOGONALREIHEN FÜR DIE DIAGNOSE EMPIRISCHER FELDER DER ALLGEMEINEN ATMOSPHERISCHEN ZIRKULATION

(H. FECHNER, Kiel)

Bei der wissenschaftlichen Untersuchung der großskaligen meteorologischen Erscheinungen auf empirischer Grundlage steht man heutzutage vor einer übergroßen Menge von Meßdaten. Diese stammen aus zwei Quellen. Da sind einmal die Daten aus den Routineradiosondenaufstiegen der Wetterdienste. Sowerden vom Deutschen Wetterdienst zweimal täglich die Radiosondensmeldungen von ca. 600 Stationen der Nordhalbkugel gesammelt, das sind bei 12 Niveaus à 5 Variablen 72 000 Daten täglich oder ca. 150 Millionen Daten in 5 1/2 Jahren. Zum zweiten stehen der Forschung im wachsenden Maße die Daten aus den Wettersatelliten zur Verfügung. Die Menge der dabei anfallenden meteorologischen Daten hat oder wird in Kürze die Menge der Radiosondendaten übertreffen. Um zu einer Diagnose des Wettergeschehens zu kommen, muß der diagnostizierende Wissenschaftler sich um eine Zusammenschau des meteorologischen Geschehens bemühen. Dazu ist die ihm vorliegende Datenmenge viel zu groß. Ein Teil des wissenschaftlichen Prozesses besteht in der Reduzierung des umfangreichen Materials der Meßdaten. Früher, d.h. bevor die elektronische Datenverarbeitung zur Verfügung stand, mußte der Wissenschaftler selbst eine gewisse Vorauswahl derjenigen Daten treffen, die er zu seinen Untersuchungen heranziehen wollte. Dies konnte für die Untersuchung der hemisphärischen atmosphärischen Zirkulation dazu führen, daß die vorhandenen Meßdaten nicht optimal ausgenutzt wurden. Das ist im Zeitalter der Elektronenrechner und der maschinenlesbaren Datenarchive anders. Jetzt kann man die Datenreduktion nach objektiven Kriterien optimal durchführen. Für diese Datenreduktion sind Reihen orthogonaler Funktionen besonders gut geeignet. Ihre Theorie hat zum Beispiel F.G. TRICOMI (1955) dargestellt. Orthogonal heißt wörtlich übersetzt "senkrecht zueinander".

Doch wird es hier in einem erweiterten und übertragenen Sinne verwendet. Zueinander orthogonale Datenfelder, oft auch orthogonale Funktionen genannt, besitzen keine gemeinsame Information. Hat man eine vollständige Familie orthogonaler Funktionen, so besitzt jede einzelne dieser Funktionen genau eine Information, die in keiner der anderen Funktionen enthalten ist, so wie in einem rechtwinkligen, also orthogonalen Koordinatensystem, der Wert der einen Koordinate keine Information über den Wert der anderen enthält. Mathematisch wird die Orthogonalität von zwei Funktionen dadurch ausgedrückt, daß ihr sogenanntes inneres Produkt verschwindet. Man erhält das innere Produkt dadurch, daß man die beiden Funktionen an den gleichen Stellen miteinander multipliziert und dann die so entstandenen gewöhnlichen Produkte über das gesamte Untersuchungsgebiet mittelt. Das Untersuchungsgebiet ist bei uns die Kugeloberfläche der Erde bzw. der Nordhalbkugel. Hat man eine vollständige Familie orthogonaler Funktionen, so läßt sich jedes meteorologische Feld durch eine Reihe darstellen, deren Glieder aus dem Produkt je einer orthogonalen Funktion multipliziert mit einer Zahl bestehen. Diese Zahl, auch Koeffizient genannt, gibt an, welchen Anteil die betreffende Funktion an dem meteorologischen Feld hat. Ist das gegebene meteorologische Feld stetig, d.h. hat es keine Sprünge und auch keine Kanten oder Knicke, so kann man die Reihe so ordnen, daß der Anteil der Reihenglieder rasch abnimmt. Schon das erste Reihenglied gibt die erste grobe Vorstellung von den Eigenarten des meteorologischen Feldes wieder. Je mehr Reihenglieder man hinzunimmt, desto genauer, desto differenzierter wird das Feld wiedergegeben; aber im allgemeinen wird es dabei auch komplizierter, unübersichtlicher und für den Menschen schwerer durchschaubar. Für die Diagnose empirischer meteorologischer Felder durch orthogonale Funktionen kann man also zwei Wege beschreiten: einmal kann man eine Zusammenschau des ganzen Feldes anstreben und wird dabei das Feld genau durch eine solche Anzahl von Reihengliedern wiedergegeben, daß einerseits die Übersichtlichkeit noch gewahrt bleibt, andererseits aber auch hinreichend viele Einzelheiten noch berücksichtigt bleiben. Zum anderen kann man das gegebene meteorologische Feld in die einzelnen

Reihenglieder zerlegen und jedes Reihenglied, also die Orthogonalfunktion mit dem zugehörigen Koeffizienten, einzeln betrachten. Die Information, die jedes einzelne Reihenglied enthält, ist wegen der Orthogonalität von allen übrigen Reihengliedern unabhängig. Man erhält mit dieser Methode eine exakte und eindeutige Zerlegung des gegebenen Feldes in einzelne charakteristische Teile.

Bis jetzt waren die orthogonalen Funktionen noch sehr allgemein erklärt worden. Wenn man konkreter wissen will, wie sie aussehen, so muß man angeben, nach welchem Kriterium die einzelnen Orthogonalfunktionen einer Familie angeordnet werden sollen. Das eine Kriterium ist die Welligkeit der Funktionen; genaugenommen werden sie nach ihrer Wellenlänge geordnet. Das führt auf die Kugelflächenfunktionen und die zugehörigen orthogonalen Vektorfunktionen. Sie werden im Abschnitt 4.1.1. behandelt. Das zweite Kriterium ist die Anordnung nach ihrem meteorologischen Einfluß im statistischen Sinne. Dazu benötigt man selbstverständlich statistische Kenntnisse über die Eigenschaften des meteorologischen Feldes. Die dabei entstehenden natürlichen Orthogonalfunktionen werden im Abschnitt 4.1.2. genauer untersucht und angewendet.

#### *4.1.1. Darstellung meteorologischer Felder auf der Kugeloberfläche im Wellenzahlenbereich (durch Kugelflächenfunktionen und orthogonale Vektorfunktionen)*

##### *a) Die Eigenschaften der Kugelflächenfunktionen*

Ordnet man orthogonale Funktionen, die auf der Kugeloberfläche definiert sind, nach ihrer Welligkeit, so erhält man Kugelflächenfunktionen. Ist  $n$  die größte Wellenzahl auf einem Großkreis, so gibt es zu jedem  $n$  nicht nur eine, sondern  $2n + 1$  voneinander verschiedene orthogonale Funktionen, die sich durch die Form und die Lage der Flächenwellen auf der Kugeloberfläche unterscheiden. Zu jedem  $n$  gibt es die zonalen Wellenzahlen  $m = 0, \dots, n$ , die die Anzahl der Wellen auf den Breiten-

kreisen angeben; dadurch erhält man unterschiedliche Wellenformen. Außerdem gibt es für jede Zahl  $m \neq 0$  zwei Wellen, die sich durch eine Drehung um  $90^\circ$  um die Erdachse unterscheiden. Betrachtet man alle Kugelflächenfunktionen bis zu der Großkreiswellenzahl  $n \leq N$ , so gibt es genau  $(N+1)^2$  verschiedene und zueinander orthogonale Funktionen. Daß diese Zahl quadratisch mit der Wellenzahl  $N$  wächst, liegt daran, daß es sich um Wellen auf einer Fläche handelt. Diese Kugelflächenfunktionen haben noch eine weitere interessante Eigenschaft, die mit ihrer Flächenkrümmung zusammenhängt. Mathematisch wird diese Flächenkrümmung durch eine zweite Ableitung, den sogenannten Laplace-Operator gemessen. Berechnet man nach dieser Methode die Flächenkrümmung für irgendeine nicht konstante Kugelflächenfunktion, so erhält man eine Funktion, die genau die gleiche Form hat, lediglich das Vorzeichen hat sich umgekehrt, denn einer Kuppe schreibt man eine negative und einem Talkessel eine positive Flächenkrümmung zu. Außerdem ändert sich die absolute Größe der Krümmungsfunktion. Je größer die Wellenzahl  $n$ , also je größer die Krümmung, desto stärker wächst der Absolutbetrag der Krümmungsfunktion an. Auch hier haben wir ein quadratisches Wachstum mit  $n$ ; der exakte Faktor der zweiten Ableitung ist

$$- \frac{n(n+1)}{a^2},$$

darin ist  $a$  der Erdradius. Eine Funktion, die sich bei einer bestimmten Transformation nur um einen bestimmten Faktor verändert, nennt man Eigenfunktion. Die Kugelflächenfunktionen sind die Eigenfunktionen des Laplace-Operators; die Zahlen

$$- \frac{n(n+1)}{a^2}$$

nennt man die zugehörigen Eigenwerte. Man sieht, daß die Kugelflächenfunktionen nach der Größe ihrer Eigenwerte angeordnet sind. Beschäftigt man sich statt mit der zweiten Ableitung, also der Krümmung unserer Kugelflächenfunktion mit der ersten Ableitung, also ihrem Anstieg, so erhält man Vektoren und kommt damit zu dem nächsten Abschnitt, den orthogonalen Vektorfunktionen. Kugelflächenfunktionen wurden häufig zur Darstellung meteorologischer Felder verwendet, zum Beispiel von

S. KUBOTA (1959). Mit den Orthogonalen Vektorfunktionen haben sich V.A. EFIMOV (1968) und H. FECHNER (1973) befaßt.

b) Die Orthogonalen Vektorfunktionen und ihre Eigenschaften

In diesem Abschnitt sollen horizontale Vektorfelder auf der Kugeloberfläche betrachtet werden, zum Beispiel das Horizontalwindsystem zu einem festen Termin auf der Erdoberfläche. Auch diese Vektorfelder lassen sich nach orthogonalen Vektorfunktionen entwickeln, die nach ihrer Welligkeit geordnet sind. Genau wie bei den Kugelflächenfunktionen wird die Welligkeit durch die Großkreiswellenzahl  $n$  definiert. Zu jedem  $n > 0$  gibt es  $4n + 2$  voneinander verschiedene Orthogonale Vektorfunktionen, die sich einerseits durch die Form und die Lage der Flächenwellen - ähnlich wie bei den Kugelflächenfunktionen - unterscheiden, außerdem aber auch durch die Richtung der einzelnen Vektoren der Felder. Die Form der Flächenwellen wird wie bei den Kugelflächenfunktionen durch die zonale Wellenzahl  $m$  ( $m \leq n$ ) charakterisiert. Die Richtungsunterschiede der Vektoren treten bei den orthogonalen Vektorfeldern als zusätzliches Merkmal auf. Zeigen die Vektoren an jeder Stelle genau parallel zur Richtung der stärksten Änderungen des Feldes wie in den Abb. 1 und 2, so ist das bei einer entsprechenden Strömung einer inkompressiblen Flüssigkeit mit Quellen und Senken verbunden. Ein derartiges Feld wird deshalb divergent genannt. Da zu diesem Feld an jeder Stelle - und damit auch insgesamt - orthogonale Feld hat nirgends weder Quellen noch Senken. Es ist deshalb divergenzfrei. Beispiele für derartige Felder findet man auf den Abbildungen 3, 4 und 5. Hier zeigt der Vektor stets in eine Richtung in der sich seine Stärke nicht ändert; die Flüssigkeit rotiert jedoch mit der Stärke des Vektors um einen Punkt. Solche Felder werden deshalb rotationell genannt. Im Zentrum der Rotation verschwindet das Vektorfeld. Es läßt sich beweisen, daß jedes stetige Vektorfeld auf der Kugeloberfläche mindestens zwei Nullstellen hat. Aus diesem Grunde kann es kein Vektorfeld auf der Kugeloberfläche geben, das überall einen konstanten von Null verschiedenen Wert hat, d.h. eine Orthogonale Vektorfunktion der Großkreiswellenzahl  $n = 0$  gibt



es nicht. Jeder Kugelflächenfunktion mit  $n > 0$  sind genau zwei orthogonale Vektorfunktionen mit den gleichen Wellenzahlen  $n$  und  $m$  zugeordnet, eine divergente und eine rotationelle Vektorfunktion. Diese Zuordnung wird durch Differenzierungen der Kugelflächenfunktionen hergestellt. Darauf wird im nächsten Abschnitt näher eingegangen. Ganz analog zu den Kugelflächenfunktionen, kann man die orthogonalen Vektorfunktionen auch als Eigenfunktionen eines linearen Operators erhalten, der ein Vektorfeld in ein anderes Vektorfeld umwandelt. Dieser Operator wird in korrekter Vektornotation durch den Ausdruck

$$\text{grad div} - \text{rot rot}$$

gegeben und stellt das Analogon des Laplace-Operators für die Transformation von Vektorfeldern dar. Man erhält die gleichen Eigenwerte

$$- \frac{n(n+1)}{a^2}$$

wie bei den Kugelflächenfunktionen und ihr Absolutbetrag stellt eine Maßzahl für die "Krümmung" der Vektorfelder dar. Dabei ist hier unter Krümmung nicht die Krümmung der Stromlinien des Vektorfeldes zu verstehen, sondern die Änderung eines Vektors gegenüber dem Mittelwert aller Vektoren des Feldes in einer sehr nahen Umgebung dieses Vektors dividiert durch das Quadrat der Entfernung.

- c) Die Rechenoperationen im Wellenzahlenbereich auf der Kugeloberfläche also mit dem System aus Kugelflächenfunktionen und Orthogonalen Vektorfunktionen

Liegt uns irgendein stetiges skalares oder vektorielles Feld auf der Kugeloberfläche vor, so ist es normalerweise üblich, seine Werte an den einzelnen Stellen der Kugeloberfläche zu betrachten. Untersucht man dagegen, aus welchen Wellen dieses Feld besteht und mit welchem Gewicht die einzelnen Wellen beteiligt sind, so hat man eine Darstellung im Wellenzahlenbereich, auch spektrale Darstellung genannt. Das Feld wird durch die Gewichte oder die Koeffizienten der einzelnen Wellen be-

schrieben; die Wellen werden ja durch die einzelnen Orthogonalfunktionen dargestellt. Addiert man bzw. subtrahiert man zwei Felder, so entspricht dies einer Addition bzw. Subtraktion der Koeffizienten. Die Bildung der Ableitung eines Feldes ist ebenfalls einfach. Zunächst ergibt die Ableitung eines skalaren Feldes stets ein Vektorfeld. Da die zweite Ableitung (Krümmung) eines skalaren Feldes wieder ein skalares Feld ergibt, muß die 1. Ableitung eines Vektorfeldes ein skalares Feld ergeben. Es gibt zwei Ableitungen eines Vektorfeldes. Stellt man sich das Vektorfeld als die Strömung einer nicht zusammendrückbaren Flüssigkeit vor, so bezeichnet man das skalare Feld, das aus den Senken dieses Flüssigkeitsfeldes besteht, also aus den Flüssigkeitsmengen, die verschwinden, als Divergenzfeld. Das Feld der Flüssigkeitsquellen ist das negative Divergenzfeld. Eine weitere Ableitung stellt die Wirbelstärke des Vektorfeldes dar, sie soll mit dem in der meteorologischen Literatur üblichen Begriff der Vorticity bezeichnet werden. Die Vorticity ist ein skalares Maß für die Rotation eines Vektorfeldes. Eine Rotation im Gegenuhrzeigersinn liefert eine positive Vorticity. Die Vorticity eines Gradientenfeldes ist Null. Aber auch die Divergenz eines reinen Rotationsfeldes verschwindet. Die Divergenz einer rotationsfreien orthogonalen Vektorfunktion und die Vorticity einer divergenzfreien orthogonalen Vektorfunktion liefern beide eine Kugelflächenfunktion mit den gleichen Wellenzahlen  $n$  und  $m$  der ursprünglichen Felder, außerdem tritt noch der Faktor

$$\pm \frac{\sqrt{n(n+1)}}{a} \text{ auf.}$$

Der gleiche Faktor tritt bei der Bildung des Gradienten und der Rotation einer Kugelflächenfunktion auf, dabei erhält man als Ergebnis dieser Operationen im übrigen die entsprechenden orthogonalen Vektorfunktionen. Als zweite Ableitung, die wieder auf stetige Felder führt, gibt es für die Kugelflächenfunktionen nur den gewöhnlichen Laplace-Operator und entsprechend für die orthogonalen Vektorfunktionen den vektoriellen Laplace-Operator. Wegen der Eigenfunktionsgleichung bedeutet in beiden Fällen die Anwendung der Laplace-Operatoren auf eine Ortho-

gonalfunktion nur die Multiplikation dieser Funktion mit

$$- \frac{n(n+1)}{a^2} .$$

Ganz entsprechend kann man die Bildung der ersten Ableitungen im wesentlichen durch die Multiplikation mit

$$\pm \frac{\sqrt{n(n+1)}}{a}$$

ersetzen.

Für die entsprechenden Integrationen hat man durch diese Faktoren zu dividieren. Differentiation und Integration vereinfachen sich im Wellenzahlenbereich daher im starken Maße. Das Gegenteil gilt für die Multiplikation von Orthogonalreihen im Wellenzahlenbereich:

Die Multiplikation von Feldern führt im Wellenzahlenbereich zu komplizierteren Formeln. Multipliziert man eine Welle der Wellenzahl  $n_1$  mit einer Welle der Wellenzahl  $n_2$ , so entstehen Wellen mit Wellenzahlen zwischen der Differenz von  $n_1$  und  $n_2$  und ihrer Summe. In Bezug auf die zonalen Wellenzahlen  $m$  erhält man genau je eine neue Welle, deren Wellenzahl gleich der Summe und eine die gleich der Differenz der ursprünglichen zonalen Wellenzahlen ist. Aus dem Produkt von zwei Orthogonalfunktionen erhält man also stets mehrere, im allgemeinen auch andere Orthogonalfunktionen. Neben diesen hier angegebenen Auswahlregeln, welche Orthogonalfunktionen bei der Multiplikation auftreten, gibt es noch weitere derartige Regeln. Diese Regeln und die Algorithmen für die Zahlenfaktoren, die bei der Multiplikation im Wellenzahlenbereich erscheinen, findet man in der Arbeit von H. FECHNER (1973). Damit kann man Multiplikationen von Vektorfeldern und von skalaren Feldern im Wellenzahlenbereich durchführen. Übrigens stellt man dabei fest, daß ein Produkt von zwei skalaren Feldern oder von zwei Vektorfeldern stets ein skalares Feld ergibt. Ein Produkt aus einem skalaren und einem vektoriellen Feld liefert stets ein Vektorfeld. Eine besondere Schwierigkeit entsteht, wenn man Felder bis zu einer maximalen Wellenzahl  $n \leq N$  mehrmals miteinander multipliziert. Bei jeder Multiplikation steigt die maximale

Wellenzahl auf das Doppelte an. Will man trotzdem mit gleichbleibender maximaler Wellenzahl rechnen, so muß man nach oder bei jeder Multiplikation die Wellen mit den Wellenzahlen von  $N+1$  bis  $2N$  weglassen.

In der angelsächsischen Literatur wird dafür das Wort "truncation" verwendet. Dies läßt sich insbesondere bei Vorhersagerechnungen nicht vermeiden. Das Anwachsen der maximalen Wellenzahlen bei der Multiplikation hängt mit dem nicht-linearen Effekt der atmosphärischen Bewegungsgleichungen zusammen: Auch Störungen sehr großer Wellenzahl, also sehr kleiner Wellenlänge können die großskalige Bewegung beeinflussen und umgekehrt. Gerade diese Zusammenhänge stellen ein teilweise noch unerforschtes Gebiet der Meteorologie dar und die theoretische Untersuchung, wie die einzelnen Wellen sich gegenseitig beeinflussen, kann einen Beitrag zur Lösung dieses Problems liefern.

Die Division durch eine skalare Funktion läßt sich durch ein exaktes Iterationsverfahren auf die Multiplikation zurückführen, falls der Nenner nirgends auf der Erdoberfläche den Wert Null annimmt; denn eine Division durch Null liefert im allgemeinen kein vernünftiges Ergebnis. Man macht für den Quotienten eine vernünftige Annahme, berechnet den Fehler, den man mit diesem angenommenen Wert erhält und verbessert unter Verwendung dieses Fehlers die erste Annahme. Damit wiederholt man die Rechnung so oft, bis man eine hinreichende Genauigkeit erreichen kann.

H. FECHNER (1973) hat bewiesen, daß man mit jedem Schritt tatsächlich eine wesentliche Verbesserung des Ergebnisses erzielen kann; mit anderen Worten: dieses Iterationsverfahren konvergiert gegen den Quotienten der beiden Reihen. Damit lassen sich die vier Grundrechenarten, die Differentiation und durch einfache Umkehrung natürlich auch die Integration im Wellenzahlenbereich durchführen.

- d) Darstellung von meteorologischen oder meteorologisch wichtigen Feldern durch Kugelflächenfunktionen oder Orthogonale Vektorfunktionen

d.1) Winterlicher Mittelwert des Geopotentials der 500 mb-Fläche

Die Analysen der 500 mb-Fläche des Deutschen Wetterdienstes von 1966 bis 1972 für die Monate Dezember, Januar und Februar wurden nach Kugelflächenfunktionen entwickelt, um daraus die natürlichen Orthogonalfunktionen in der Horizontalen zu berechnen, auf die im Abschnitt 4.1.1. näher eingegangen wird. Die erste Funktion stellt den zeitlichen Mittelwert dar, vergleiche die Abbildung 8. Hier sollen die Koeffizienten betrachtet werden, die bei der Entwicklung der natürlichen Orthogonalfunktion nach Kugelflächenfunktionen auftreten. Die Kugelflächenfunktionen sind so normiert, daß der räumliche Mittelwert über das Quadrat jeder Funktion genau eins ergibt. Da nur Daten der Nordhalbkugel vorlagen, die Kugelflächenfunktionen aber auf der ganzen Erdkugel definiert sind, beschränkten wir uns auf diejenigen Kugelflächenfunktionen, deren Werte auf der Südhalbkugel durch Spiegelung am Äquator aus denjenigen der Nordhalbkugel entstehen. Für diese Funktionen muß die Summe aus der Großkreiswellenzahl  $n$  und der zonalen Wellenzahl  $m$  gerade sein. Die entsprechenden Koeffizienten findet man in der Tabelle 1. In der ersten Zeile ( $m = 0$ ) stehen die zonal gemittelten Wellen. Ganz links ( $n = 0$ ) findet man den Flächenmittelwert. Zu dem nächst kleineren Koeffizienten bei  $n = 2$  gehört die Kugelflächenfunktion  $1/4 \sqrt{5} (1 - 3 \cos 2\phi)$ . Damit hat diese Welle ihre Nullstelle bei etwa  $35^\circ \text{N}$ , das Maximum am Äquator hat eine Amplitude von 284 gpm und das Minimum am Pol liegt 568 gpm unterhalb des Flächenmittelwertes. Bei den längeren, unabhängigen Teilwellen ist diejenige mit der Wellenzahl 4 bedeutungslos, während diejenigen mit den Wellenzahlen 6 und 8 noch einmal stärker hervortreten. In der Hauptdiagonalen ( $n = m$ ) stehen die Koeffizienten der rein zonalen Wellen, auch sektorale Funktionen genannt; sie verschwinden an den Polen und haben ihre größten Amplituden auf dem Äquator.

Die obere bzw. untere Zahl gibt jeweils den Koeffizient derjenigen Funktion an, deren  $\lambda$ -abhängiger Teil  $\sin m \lambda$  bzw.  $\cos m \lambda$  ist. In der letzten Spalte der Tabelle 1 ist die Lage der Maxima angegeben und in der vorletzten Spalte findet man die prozentualen Anteile dieser sektoralen Funktionen bezogen auf alle sektoralen Funktionen. Es fällt auf, daß zur zonalen Wellenzahl drei ein größeres Gewicht als zur Wellenzahl zwei gehört. Eine analoge Erscheinung findet man aus den Zahlen der drei davorliegenden Spalten. Dort sind die Gewichte aller zonalen Wellen einer Wellenzahl  $m$  angegeben. Auch hier ist das Gewicht der Wellenzahl 3 noch relativ groß gegenüber dem starken Abfall bei der Wellenzahl vier. Als Gewichte wurden die Summen der Quadrate der Wellen, integriert über die Erdhalbkugel, verwendet. Unter Berücksichtigung der mittleren Luftdichte der 500 mb-Fläche läßt sich daraus die dieser Welle zugeordnete potentielle Energie angeben. Der Berechnung der Luftdichte wurde nach P. SPETH (1974) eine mittlere Temperatur von  $-17,8^{\circ}\text{C}$  zugrundegelegt. Die Angabe in  $(\text{gpm})^2$  versteht sich als Summe der über die Nordhalbkugel gemittelten Amplitudenquadrate. Da hier nur die Wellenenergie interessiert, blieb der räumliche Mittelwert mit  $n = 0$  stets unberücksichtigt. Dividiert man die gesamte Wellenenergie durch die Fläche der Nordhalbkugel, so erhält man  $45,6 \text{ j/cm}^2$  im Mittel über die ganze Nordhalbkugel.

Besonders große Koeffizienten haben noch die Kugelflächenfunktionen  $m = 1, n = 3$ ;  $m = 2, n = 4$  und  $m = 3, n = 5$ . Bei diesen liegen die maximalen Amplituden in den gemäßigten Breiten. Auch hier fallen die Koeffizienten hinter der zonalen Wellenzahl  $m = 3$  stark ab.

Aus diesem Geopotentialfeld wurde ein mittleres Windfeld berechnet, das im folgenden Abschnitt dargestellt wird.

#### d.2) Geostrophisches Windfeld unter Berücksichtigung der Bodenreibung

Der Berechnung dieses Windfeldes wurde das im vorigen Abschnitt dargestellte Geopotentialfeld der 500 mb-Fläche zugrunde gelegt. Vernachlässigt man in den Bewegungsgleichungen die Beschleunigungsglieder und die Horizontalreibung, so daß nur das auf der Erdrotation beruhende Coriolisglied, das Druckgradientenglied und ein lineares Bodenreibungsglied übrig bleiben, so kann man damit, wie in der Arbeit von H. FECHNER (1973) gezeigt wird, ein Windfeld berechnen. Die Rechnungen wurden im Wellenzahlenbereich, also nur mit den Koeffizienten vorgenommen unter Verwendung der im Abschnitt 4.1.1. geschilderten Rechenoperationen. Die wesentlichsten Koeffizienten sind auf der Tabelle 2 zu finden. R bedeutet rotationeller und divergenzfreier Vektor, D weist auf einen divergenten, rotationsfreien Vektor hin. Divergente Vektorwellen findet wir nur für  $m = 0$ ; sie sind also unabhängig von der geographischen Länge. Durch die Funktion der Großkreiswellenzahl  $n = 2$  wird Luft vom Äquator zum Pol transportiert (Abb. 1). Der Term für  $n = 4$  (Abb. 2) erhält ein negatives Vorzeichen. Damit wird in den nördlichen Breiten Luft nach Süden transportiert, womit dort insgesamt der divergente Wind nahezu verschwindet. In den Subtropen weht er jedoch nach Norden und verstärkt dort den Anteil aus der divergenten Vektorwelle  $n = 2$ . Insgesamt macht sich also in der 500 mb-Fläche über den Subtropen der divergente Antipassat bemerkbar. Alle übrigen Vektorwellen sind divergenzfrei, also rotationell. Am kräftigsten ist die Welle mit  $n = 1$ ,  $m = 0$  (Abb. 3) ausgeprägt, die bis zum Äquator hin eine Westwinddrift darstellt. Dann folgen die ebenfalls längenunabhängigen Wellen mit den Großkreiswellenzahlen  $n = 3$  (Abb. 4) und  $n = 5$  (Abb. 5). Durch die erstere wird die Westwinddrift in Äquatornähe abgeschwächt, in den nördlichen Breiten jedoch kräftig verstärkt. Bei der letzteren hat man den negativen Wert des Koeffizienten zu berücksichtigen. Damit erfolgt eine weitere Verstärkung der Westwinddrift in den gemäßigten Breiten und ihre Abschwächung sowohl in den Tropen als auch in der Nähe des Pols. Das vollständige Windfeld ist in der Abb. 6 dargestellt.

#### d.3) Die Darstellung der Land - Meer - Verteilung

Wie man mit Hilfe der Kugelflächenfunktionsentwicklung eine grobe Vorstellung einer komplizierten Feldverteilung gewinnen kann, soll an dem Beispiel der Land-Meer-Verteilung demonstriert werden. Für Land wurde der Wert 100, für Meer der Wert 0 eingesetzt. Die so entstandene Fläche wurde nach Kugelflächenfunktionen entwickelt und dann wurde die Reihe hinter der Großkreiswellenzahl  $n = 8$  abgebrochen. Damit sind alle Wellen mit einer größeren Wellenzahl herausgefiltert worden. Setzt man diese Reihe wieder zusammen, so erhält man das in Abb. 7 angegebene Bild. Extrem kontinentale Gebiete erhalten Werte über 100 und extrem maritime Gebiete sinken unter Null. Derartige Funktionen dienen dazu, ein objektives Maß dafür zu schaffen, ob ein Punkt eine mehr kontinentale oder mehr maritime Lage hat. Dann kann man prüfen, in wie weit das Klima von solchen objektiven Kriterien abhängt. Für den Vergleich mit der winterlichen Höhe der 500 mb-Fläche ist es am günstigsten, die Reihe der Land-Meer-Verteilung bereits nach der Großkreiswellenzahl  $n = 2$  abzubrechen. Zwischen beiden Funktionen erhält man dann den Korrelationskoeffizienten  $- 0,33$ . Das negative Vorzeichen bedeutet: ein hoher Geopotentialwert ist mit Meeresgebieten, ein niedriger mit Landgebieten korreliert.

#### d.4) Die Strahlungsbilanz

Aus den von Satelliten gemessenen Strahlungsdaten wurden von E. RASCHKE et al. (1970) Strahlungskarten für die ganze Erde erstellt, die das Jahresmittel des Jahres 1969 wiedergeben. Diese Daten wurden in ihre Kugelflächenfunktionskoeffizienten zerlegt und es wurde geprüft, bis zu welcher Großkreiswellenzahl  $n$  man filtern muß, um möglichst enge Korrelationen zu klimatologischen Feldern der Nordhalbkugel zu erreichen. Vergleicht man diese Strahlungsbilanzwerte, die jedoch Jahresmittelwerte und keine Winterdaten sind, mit der winterlichen Höhe der 500 mb-Fläche, so ist es am günstigsten, die Strahlungswerte bis zur Wellenzahl  $n = 3$  zu filtern. Dann



erhält man einen Korrelationskoeffizienten von 0,9402. Verwendet man anstelle der Strahlungsbilanzwerte die Werte der absorbierten Sonnenstrahlung, so steigt der Korrelationskoeffizient - ebenfalls mit  $n = 3$  auf 0,9644.

#### *4.1.2. Klimatische Klassifikation von Wetterlagen durch natürliche Orthogonalfunktionen*

Ordnet man die Reihenglieder einer Orthogonalreihe nach ihrem statistisch-meteorologischen Einfluß, so erhält man die von E.N. LORENZ (1959) in die Meteorologie eingeführten natürlichen Orthogonalfunktionen. Dazu muß man statistische Kenntnisse der zu untersuchenden meteorologischen Felder besitzen. Betrachtet man die zu verschiedenen Zeiten am gleichen Ort gemachten Messungen als statistisch gleichartig, so werden diese Orthogonalfunktionen nur vom Ort, ihre Koeffizienten nur von der Zeit abhängen. Nun wird die erste Orthogonalfunktion so bestimmt, daß die Fehlerquadrate der nach dem 1. Glied abgebrochenen Reihen im Mittel über Raum und Zeit so klein wie möglich bleiben. Danach wird die zweite natürliche Orthogonalfunktion so gewählt, daß die Fehlerquadrate der nach dem 2. Glied abgebrochenen Reihen im Raum- und Zeitmittel ein Minimum werden. Ganz analog verfährt man zur Festlegung der 3., der 4. und hintereinander aller folgenden natürlichen Orthogonalfunktionen. Es ergibt sich dabei von selbst, daß diese Funktionen in Bezug auf den Raum orthogonal sind und daß die rein zeitabhängigen Koeffizienten in Bezug auf die Zeit zueinander orthogonal sind. Man kann entweder die eine oder die andere Familie der orthogonalen Funktionen auf 1 normieren. Hier sollen zunächst die Koeffizienten  $c_1$  auf eins normiert sein: Der zeitliche Mittelwert ihres Quadrats soll 1 sein. Dann haben die natürlichen Orthogonalfunktionen nach Dimension und Größenordnung den gleichen Wert wie die Meßwerte bzw. deren Schwankungen. Bei der mathematischen Ableitung der Formeln für die Berechnung der natürlichen Orthogonalfunktionen zeigt sich, daß diese Funktionen die Korrelationen jedes räumlichen Punktes mit allen übrigen

Punkten enthalten. Außerdem gehen noch die Schwankungen jedes einzelnen Punktes ein. Deshalb kommt es bei der Berechnung darauf an, durch wieviel und durch welche Punkte man die Meßdaten darstellt. Aus Gründen des Rechenaufwands darf diese Punktzahl nicht zu hoch sein. Mathematisch exakt ausgedrückt: die natürlichen Orthogonalfunktionen sind die mit den Wurzeln aus den Eigenwerten multiplizierten Eigenfunktionen der Kovarianzmatrix des statistisch meteorologischen Feldes. Dabei sind die Eigenfunktionen nach der Größe der Eigenwerte geordnet.

- a) Die Darstellung der winterlichen 500 mb-Fläche der Nordhalbkugel durch natürliche Orthogonalfunktionen

Ausgangsdaten waren die bereits im Abschnitt 4.1. erwähnten Analysen der 500 mb-Fläche des Deutschen Wetterdienstes von 1966 bis 1972 für die Monate Dezember, Januar und Februar. Für die hier dargestellten Ergebnisse wurde nur etwa jeder 3. Termin, also Werte mit einer Zeitdifferenz von etwa  $1 \frac{1}{2}$  Tagen verwendet. Diese Daten wurden mit Hilfe der Darstellung durch Kugelflächenfunktionen so geglättet, daß man jedes einzelne Feld durch 79 Werte darstellen konnte. Diese Werte waren die Kugelflächenfunktionskoeffizienten bis zur maximalen zonalen Wellenzahl  $m = 8$  und zur maximalen Großkreiswellenzahl  $n = 12$ . Es wurden nur die am Äquator gespiegelten Funktionen verwendet. (J.M. CRADDOCK und C.R. FLOOD (1969) haben ebenfalls die 500 mb-Fläche in natürliche Orthogonalfunktionen entwickelt, jedoch ohne Verwendung von Kugelflächenfunktionen). Auf Grund der in Abschnitt 4.1.1. d) gegebenen Definition stellt die erste Orthogonalfunktion nahezu das zeitliche Mittel dar. Das würde exakt gelten, wenn der über die Nordhalbkugel gemittelte Wert des Geopotentials zeitlich konstant wäre. Das ist mit großer Näherung der Fall. Diese Funktion ist auf der Abb. 8 dargestellt. Die auf der Abb. 9 dargestellte zweite natürliche Orthogonalfunktion stellt die geographische Gestalt der stärksten Abweichung von der 1. Funktion also vom klimatologischen Mittelwert dar. Wenn über Südsandinavien die 500 mb-Fläche 80 m unter den Mittelwert sinkt, steigt sie

zum gleichen Termin sowohl südlich Grönlands als auch an der Lenamündung im statistischen Mittel um 120 gpm bzw. 130 gpm an oder umgekehrt. Innerhalb dieser Funktion hat die Wellenzahl 2 das größte Gewicht. Wurden durch die zweite Funktion im wesentlichen im europäischen Raum Schwankungen zwischen verschiedenen geographischen Längen dargestellt, so bezieht sich die 3te Orthogonalfunktion (Abb. 10) mehr auf Schwankungen zwischen verschiedenen Breitengraden, wobei das eine Zentrum mit 110 gpm an der Westküste Grönlands liegt, dazu gibt es drei Gegenzentren: vor der Westküste der USA, an der Lenamündung und über Südengland mit -60 gpm. Die weiteren natürlichen Orthogonalfunktionen weisen mit wachsendem Index abnehmende Größenordnung auf. Eine Betrachtung dieser Größenordnungen läßt den Schluß zu, daß die Reihenglieder hinter der Nummer 22, auf jeden Fall aber hinter der Nummer 27, keine statistisch gesicherten meteorologischen Aussagen mehr darstellen, sondern nur noch zufällige Schwankungen oder eventuelle Meßungenauigkeiten wiedergeben. Die mittlere Streuung beim Abbruch nach dem 22. Glied beträgt  $\pm 33$  gpm. Die gesamte mittlere Schwankung gegenüber dem zeitlichen Mittelwert beträgt  $\pm 87$  gpm; man erhält sie als den Fehler, der bei Abbruch nach der ersten Orthogonalfunktion entsteht. Mit 22 Reihengliedern hat man 86 % derjenigen Wellenenergie erfaßt, die insgesamt ohne Berücksichtigung der 1. Funktion auftritt. Das sind 98,6 % bezogen auf die insgesamt verfügbare Wellenenergie. Bei Abbruch nach der zweiten Orthogonalfunktion werden 13 % der Wellenenergie ohne Berücksichtigung der 1. Funktion oder 91 % der gesamten Wellenenergie erfaßt, da die 1. Funktion bereits 89,8 % der gesamten Wellenenergie enthält. Diese gesamte Wellenenergie des Geopotentials beträgt  $76\,180\text{ gpm}^2$  oder  $119 \cdot 10^{15}$  kj für die gesamte Nordhalbkugel, das sind im Mittel  $46,5\text{ j/cm}^2$ .

- b) Die zeitlichen Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation, dargestellt unter Verwendung der natürlichen Orthogonalfunktionen

Die im Abschnitt 4.1.2. dargestellte Theorie der natürlichen Orthogonalfunktionen beruht wesentlich darauf, daß die einzelnen Reihenglieder aus einem nur von dem Ort und einem nur von der Zeit abhängigen Faktor bestehen. Im Abschnitt wurden die ortsabhängigen Faktoren, die natürlichen Orthogonalfunktionen, betrachtet. Jetzt sollen die nur von der Zeit abhängigen Faktoren untersucht werden, die auch Koeffizienten genannt werden. Sie sind auch orthogonal, jedoch bezüglich der Zeit. Um eine anschauliche Darstellung von ihnen zu geben, sind sie mit einem solchen Faktor multipliziert worden, daß sie jeweils den räumlichen Mittelwert des betreffenden Reihengliedes darstellen, ihre Werte werden also in gpm angegeben. Es wurde der Zeitraum von November 1967 bis Januar 1968 dargestellt. Genaugenommen dürfte der November nicht betrachtet werden, da die dieser Darstellung zugrundeliegenden natürlichen Orthogonalfunktionen nur für die Monate Dez., Jan. und Febr. gelten. Jede einzelne dieser zeitabhängigen Koeffizienten stellt den zeitlichen Verlauf einer Eigenschaft der hemisphärischen Zirkulation dar, die von den übrigen Eigenschaften unabhängig ist. Auf der Abb. 11 ist der zeitliche Verlauf der ersten drei gewichteten Koeffizienten dargestellt, deren zugehörigen räumlichen Funktionen auf den Abb. 8 bis 10 zu finden sind. Unten ist der Koeffizient der ersten Funktion aufgetragen, der offensichtlich einem jahreszeitlichen Trend unterliegt: Die mittlere Höhe der 500 mb-Fläche nimmt von Anfang November bis Ende Januar ziemlich gleichmäßig von 5660 gpm auf ihren winterlichen Mittelwert von 5600 gpm ab. Das hängt mit der winterlichen Abkühlung der Nordhalbkugel zusammen. Noch nicht ganz geklärt sind die kleinen Fluktationen, die im Rhythmus eines Tages erfolgen. Im Flächenmittel über die Nordhalbkugel müßte sich eigentlich der Tagesgang herausmitteln. Diese Erscheinung muß noch daraufhin untersucht werden, ob sie den tatsächlichen Verhältnissen entspricht oder ob

sie ihre Ursache in regional unterschiedlichen Strahlungsfehlern der Radiosonden hat. Bei dem zweiten und dem dritten Koeffizienten kann man eine Vorzeichenänderung nach einer mittleren Zeitdauer von acht Tagen ablesen. Dies ist also im Mittel der Zeitraum, innerhalb dessen eine grundlegende Veränderung der Zirkulation und damit auch unserer Wetterlage erfolgt.

Eine ausführliche Darstellung der Entwicklung der 500 mb-Fläche durch natürliche Orthogonalfunktionen und die zeitlichen Schwankungen ihrer Koeffizienten erfolgt in der Arbeit von H. FECHNER (1975).

## LITERATUR

- Tricomi, F.G., 1955: Vorlesungen über Orthogonalfunktionen.  
1-264, Berlin
- Kubota, S., 1959: Surface Spherical Harmonic Representations of the  
System of Equations for Analysis.  
Pap. Meteorol. and Geophys. 9, 3-4, 145-166
- Efimov, V.A., 1968: Eine spektrale Form der Gleichungen der Dynamik  
der Atmosphäre für das System der verallgemeinerten  
sphärischen Funktionen. (Orig. in Russ.)  
Met. i Gidrol. 8, 15-29
- Fechner, H., 1973: Orthogonale Vektorfunktionen zur stetigen Darstellung  
meteorologischer Felder auf der Kugeloberfläche.  
Ber. Inst. Meeresk. Kiel, 1
- Speth, P., 1974: Energetische Vergleichszahlen für Modellrechnungen  
der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation.  
Meteorol. Rdsch. 27, 53-61
- Raschke, E., T. von der Haar, W. Bandeen und M. Pasternak, 1970:  
The Radiation Balance of the Planet Earth from  
Radiation Measurements of Satellite Nimbus II.  
J. Appl. Meteorol. 9, 215-238
- Lorenz, E.M., 1959: Empirical Orthogonal Functions and Statistical  
Weather Prediction. Fin. Rep. Statistical  
Forecasting Project, Mass. Inst. Techn., Dep.  
Meteorol., App. I, 29-78
- Craddock, J.M. und C.R. Flood, 1969: Eigenvektors for representing  
the 500 mb geopotential surface over the Northern  
Hemisphere. Quart. J. R. Met. Soc. 95, 405, 576-593
- Fechner, H., 1975: Darstellung des Geopotentials der 500 mb-Fläche  
der winterlichen Nordhalbkugel durch natürliche  
Orthogonalfunktionen. Ber. Inst. Meeresk. Kiel, 5,  
1-37, 43. Abb., 24 Tab.

zonale Wellenzahl m ↓		Großkreiswellenzahl n —												Quadratsumme			rein zonaler Anteil (n=m)		
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	in gpm <sup>2</sup>	in 10 <sup>12</sup> kJ <sup>+</sup>	in %	in %	Lage der Maxima
0		5601	-254		2		24		-14		-1		1	65450	109400	nicht	mitberücksichtigt		
1	sin cos		11 -15		4 -25		-11 -2		-1 12		5 2		-3 -3	1289	2360	40,90	71	36°W	
2	sin cos			6 3		23 7		11 10		-6 6		4 -3		1 1	956	1624	30,34	8	33°E, 147°W
3	sin cos				7 -3		22 -4		12 -6		-5 1		-2 2	760	1291	24,12	13	23°W, 143°W, 97°E	
4	sin cos					-6 0		-5 2		-5 2		0 0		-1 -2	101	172	3,21	6	
5	sin cos						-1 0		-2 2		-1 4		1 1	31	53	0,98	0,2		
6	sin cos							-1 2		-2 0		0 1		0 0	11	19	0,35	1	
7	sin cos								-1 -1		0 0		0 -1	2	3	0,06	0,2		
8	sin cos									0 1		0 0		-1 0	1	2	0,03	0,2	
Quadrat =		in gpm <sup>2</sup>	342	64715	707	626	599	853	337	292	70	26	27	7	68601				
summe		in 10 <sup>12</sup> kJ <sup>+</sup>	582	110300	1201	1064	1019	1450	574	496	119	44	46	12	116700				
		in %	0,35	94,33	1,03	0,91	0,87	1,24	0,49	0,42	0,10	0,03	0,03	0,01					

+ Wellenenergie auf der Nordhalbkugel

TABELLE 1 Kugelflächenfunktionskoeffizienten und Energiespektrum der 1. natürlichen Orthogonalfunktion des Geopotentials der Nordhalbkugel in 500 mb im Winter (Dez., Jan., Febr.)

		Großkreiswellenzahl n →									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
zonale Wellenzahl m ↓	0	R: 9	D: 2	R: 5	D: -1	R: -5		R: 2			
	1		R: 1		R: 1		R: -1 R: 1		R: -1 R: -1		R: 1
	2			R: -1		R: -1 R: -2		R: -1		R: -1 R: 1	
	3				R: -1		R: 1 R: -2				R: -1 R: 1
	4					R: 1		R: 1			
	5								R: -1		

Alle übrigen Koeffizienten sind absolut genommen kleiner als 0,5 m/s

R = rotationell = divergenzfrei

D = divergent = rotationsfrei

TABELLE 2      Geographische Spektralzerlegung des klimatologischen, geostrophischen Windfeldes in 500 mb für die drei Wintermonate Dez./ Jan./ Febr. auf der Nordhalbkugel.  
(Die Zahlen stellen die Koeffizienten der entsprechenden orthogonalen Vektorfunktionen dar).



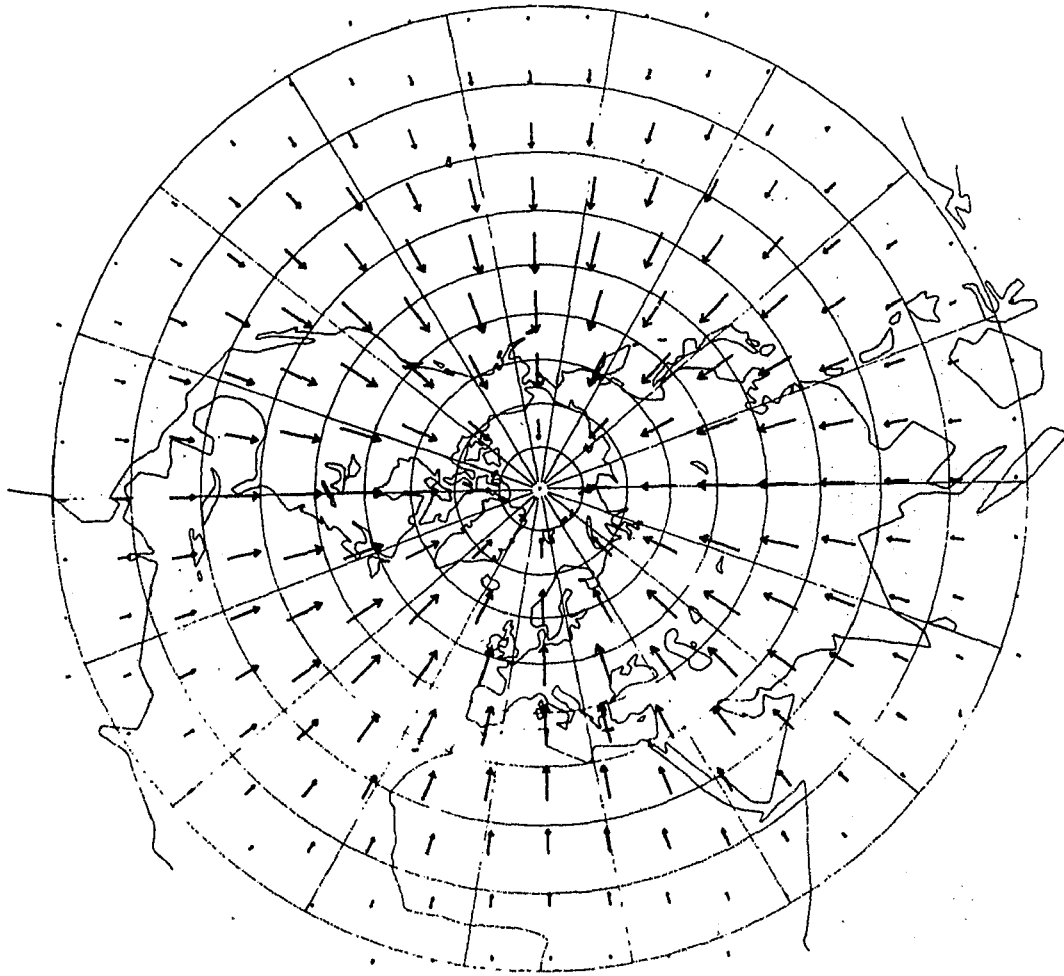


Abb. 1 Divergente (rotationsfreie) orthogonale Vektorfunktion der  
Großkreiswellenzahl  $n = 2$  und der zonalen Wellenzahl  $m = 0$   
(= Gradient der entsprechenden Kugelflächenfunktion)

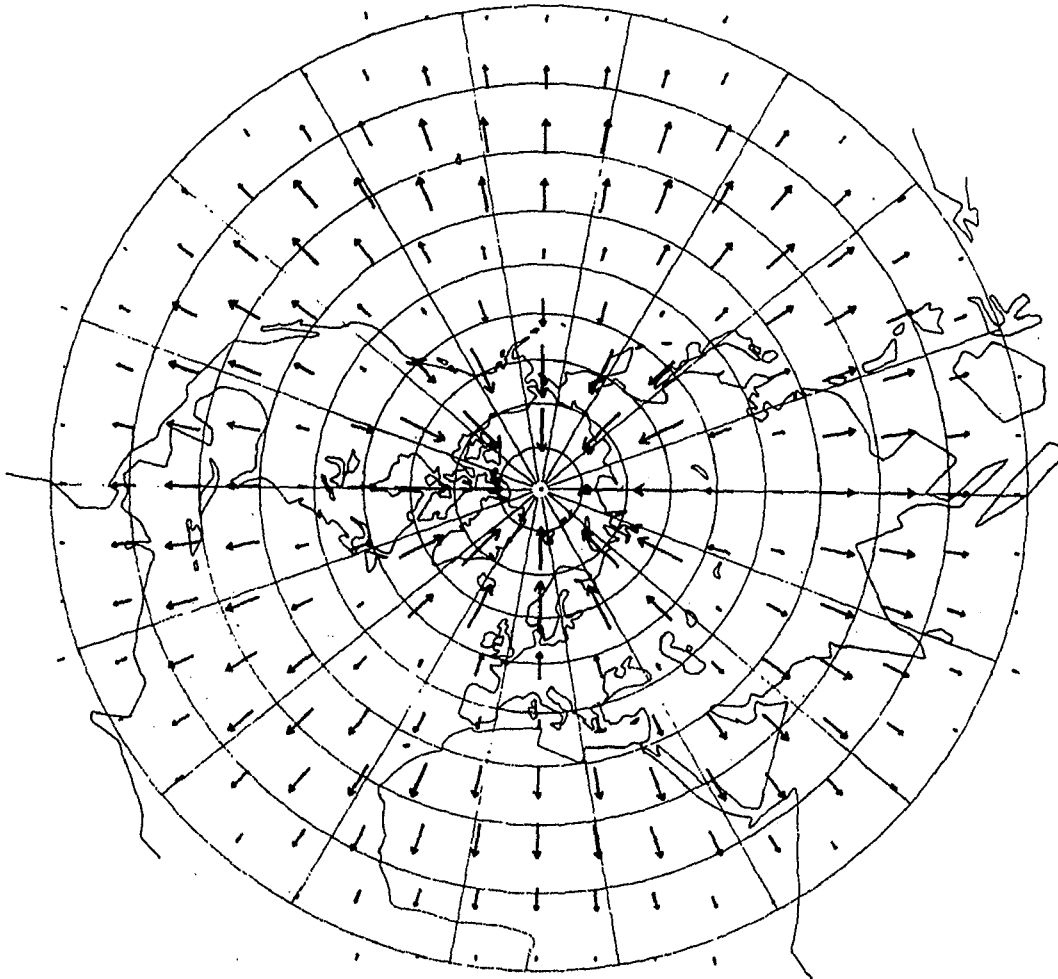


Abb. 2 Divergente (rotationsfreie) orthogonale Vektorfunktion mit der Großkreiswellenzahl  $n = 4$  und der zonalen Wellenzahl  $m = 0$  (= Gradient der entsprechenden Kugelflächenfunktion)

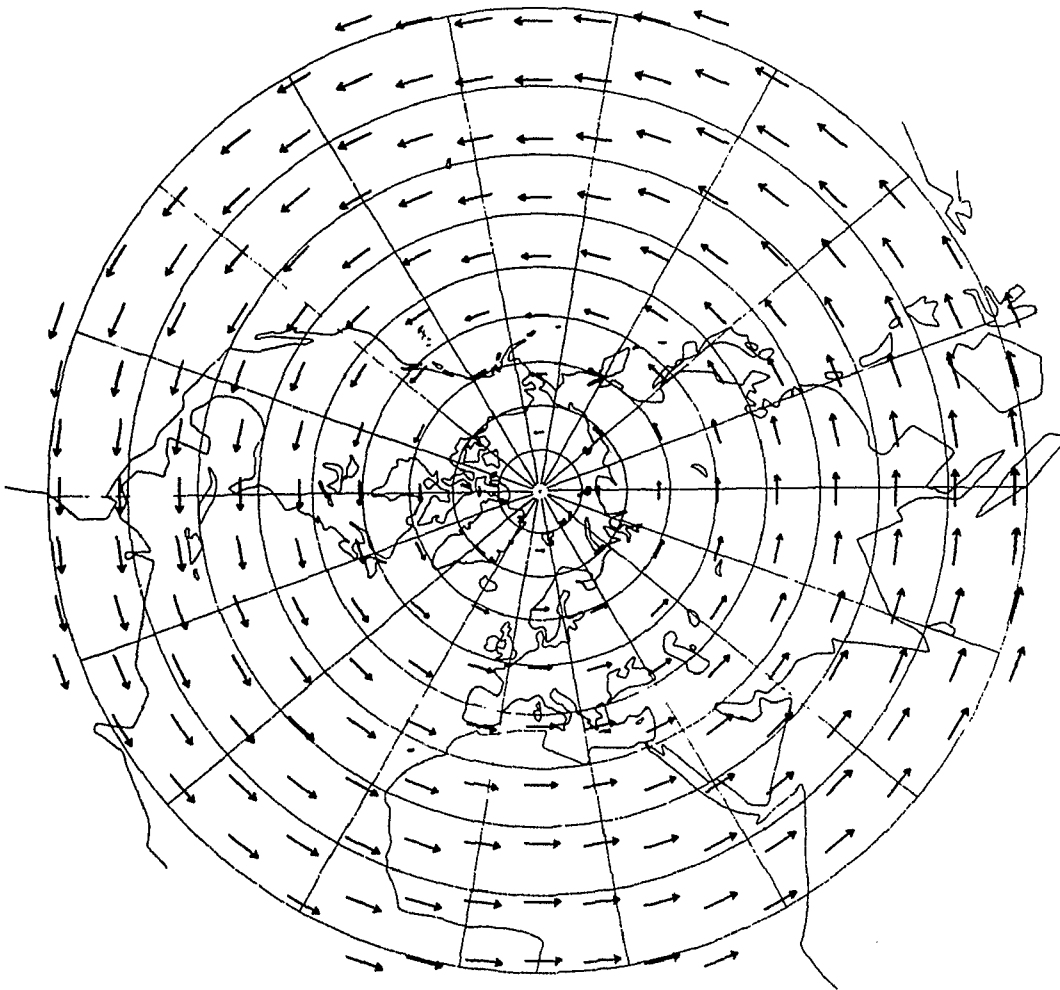


Abb. 3 Rotationelle (divergenzfreie) orthogonale Vektorfunktion mit der Großkreiswellenzahl  $n = 1$  und der zonalen Wellenzahl  $m = 0$  (= Rotation eines Vektors mit der entsprechenden Kugelflächenfunktion als Vertikalkomponente)

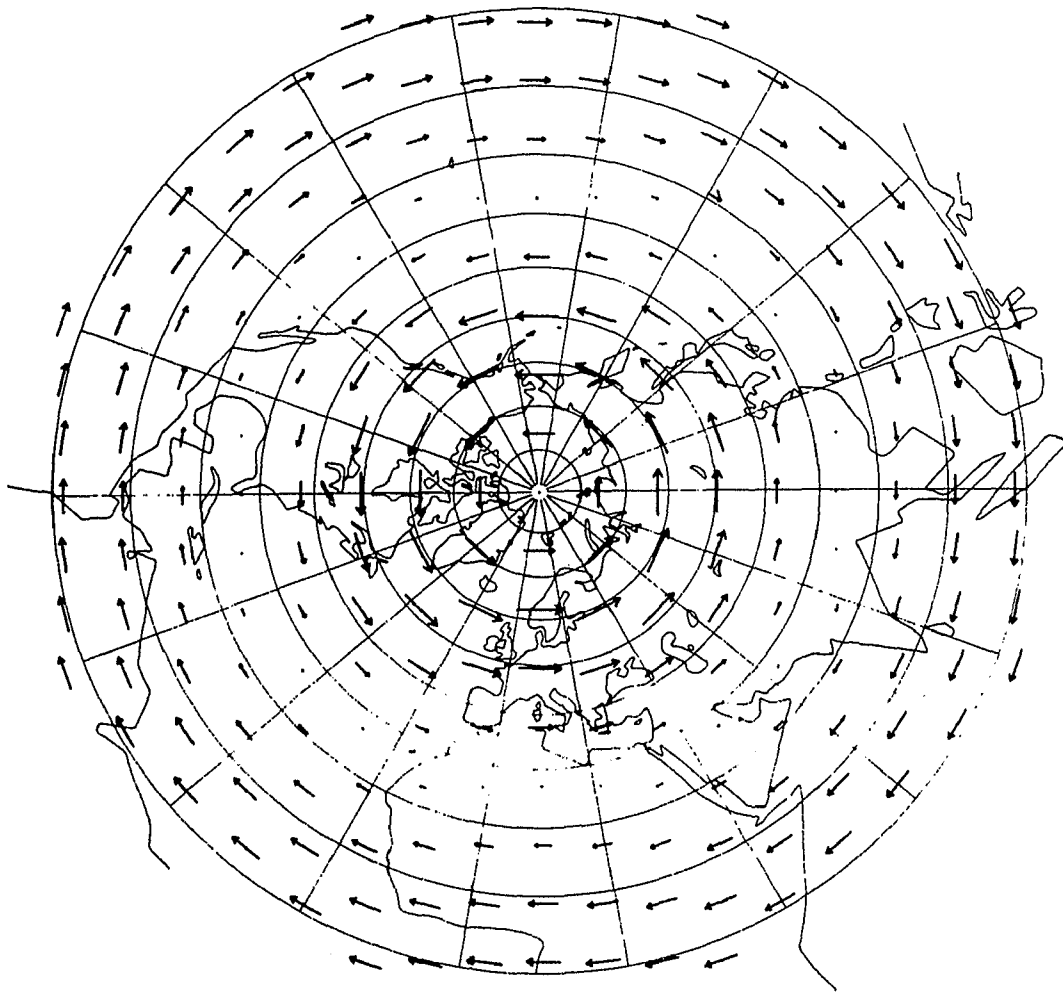


Abb. 4 Rotationelle (divergenzfreie) orthogonale Vektorfunktion mit der Großkreiswellenzahl  $n = 3$  und der zonalen Wellenzahl  $m = 0$  (= Rotation eines Vektors mit der entsprechenden Kugelflächenfunktion als Vertikalkomponente)

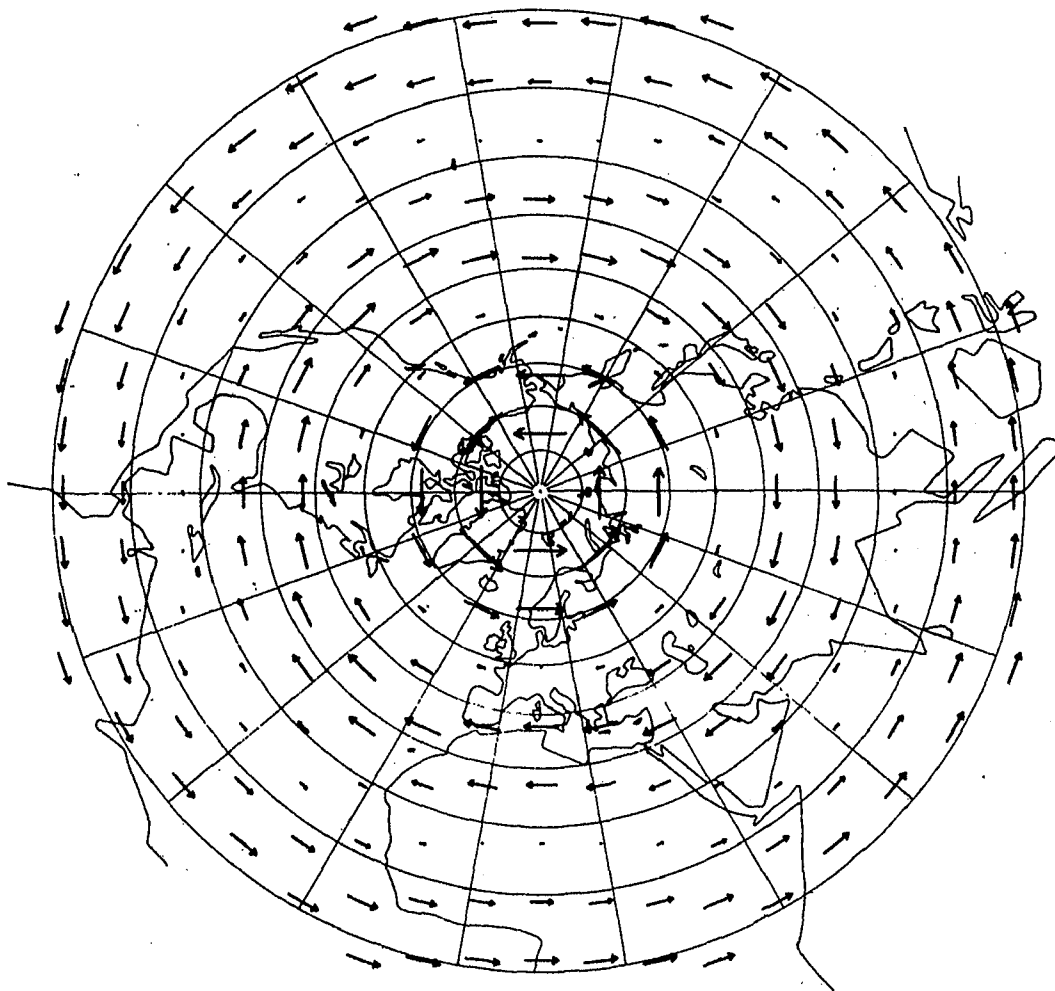


Abb. 5 Rotationelle (divergenzfreie) orthogonale Vektorfunktion mit der Großkreiswellenzahl  $n = 5$  und der zonalen Wellenzahl  $m = 0$  (= Rotation eines Vektors mit der entsprechenden Kugelflächenfunktion als Vertikalkomponente)

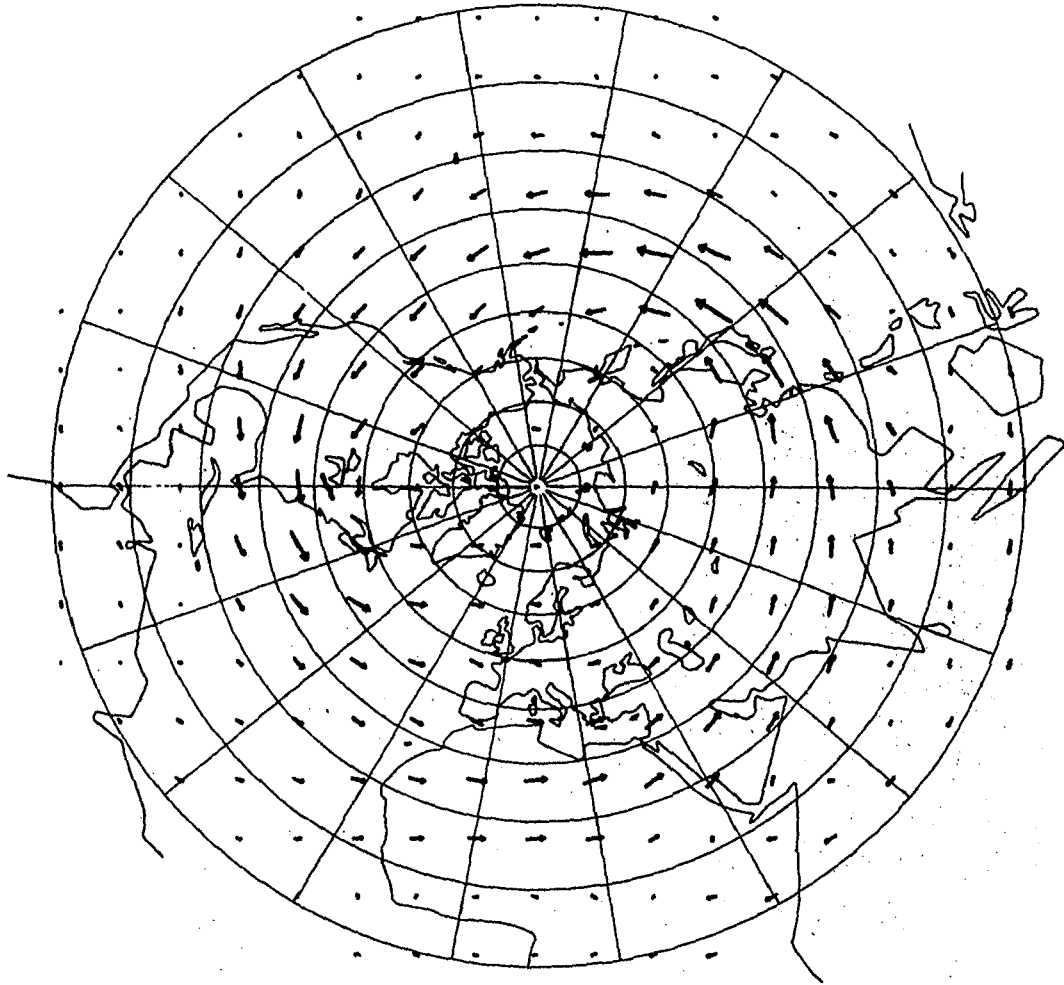


Abb. 6 Geostrophischer Reibungswind in 500 mb im Winter (Dez., Jan., Febr.)  
berechnet aus der 1. natürlichen Orthogonalfunktion

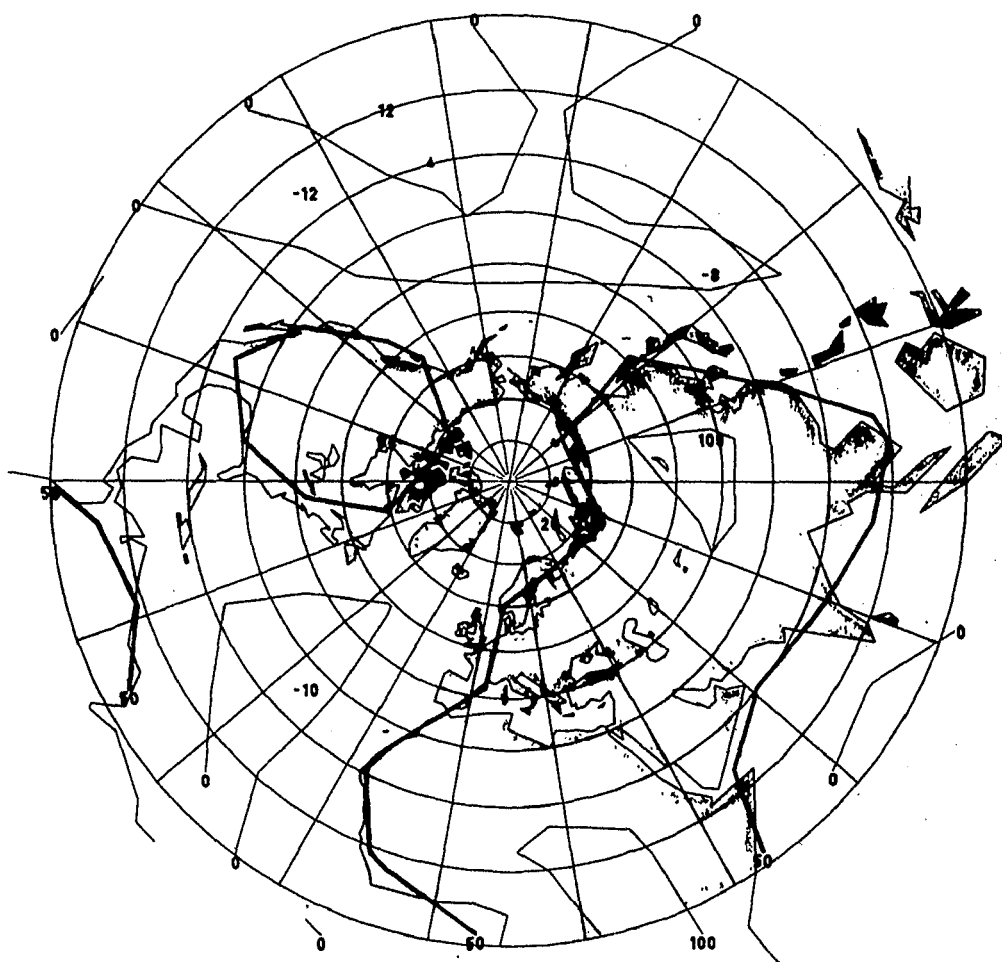


Abb. 7 Land - (Meer) - Verteilung

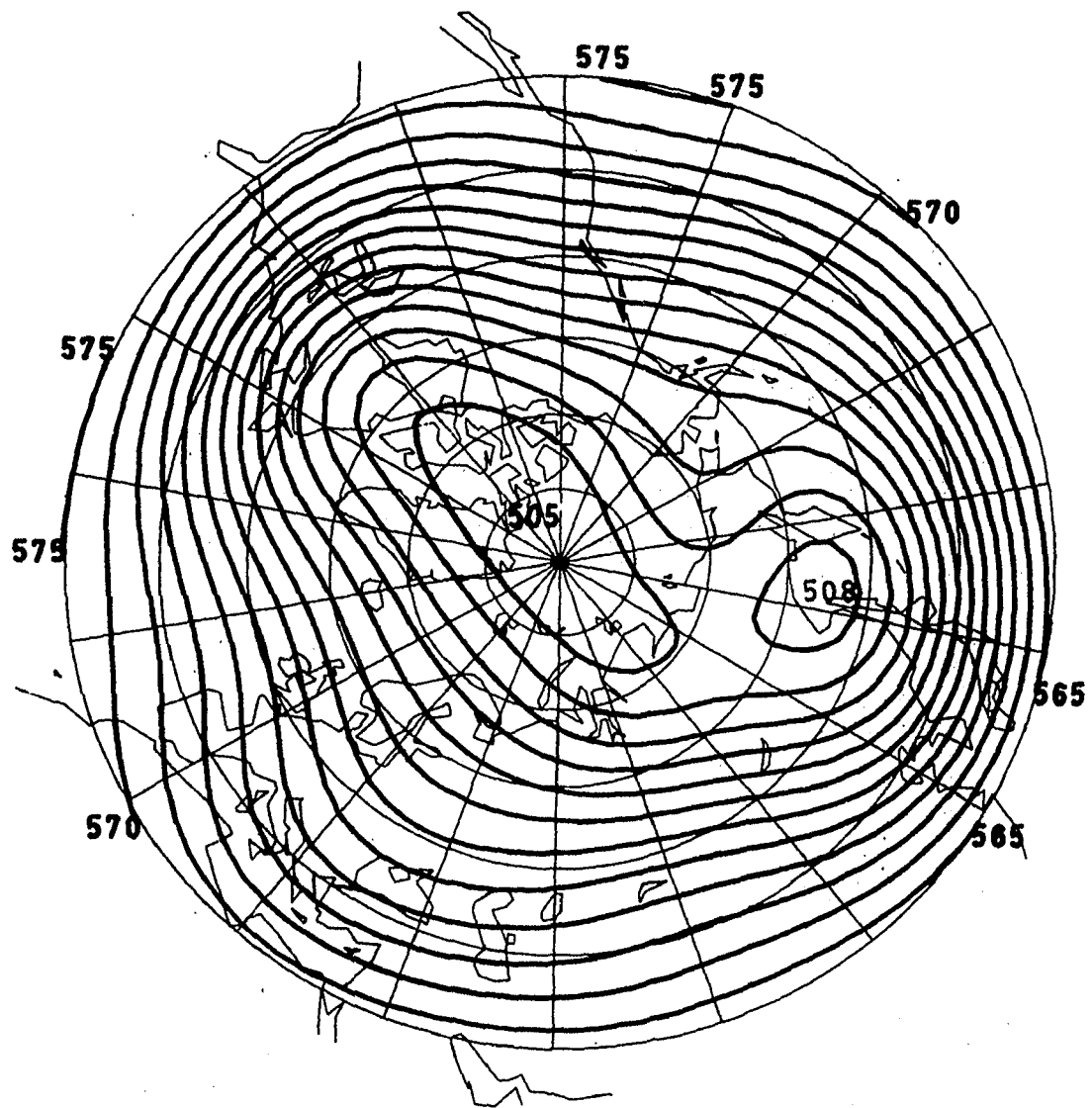


Abb. 8 1. nat. Orthogonalfunktion der 500 mb-Fläche für den Winter  
(Dez., Jan., Febr.), aufgelöst bis zur Wellenzahl: 12 in 10 GPM



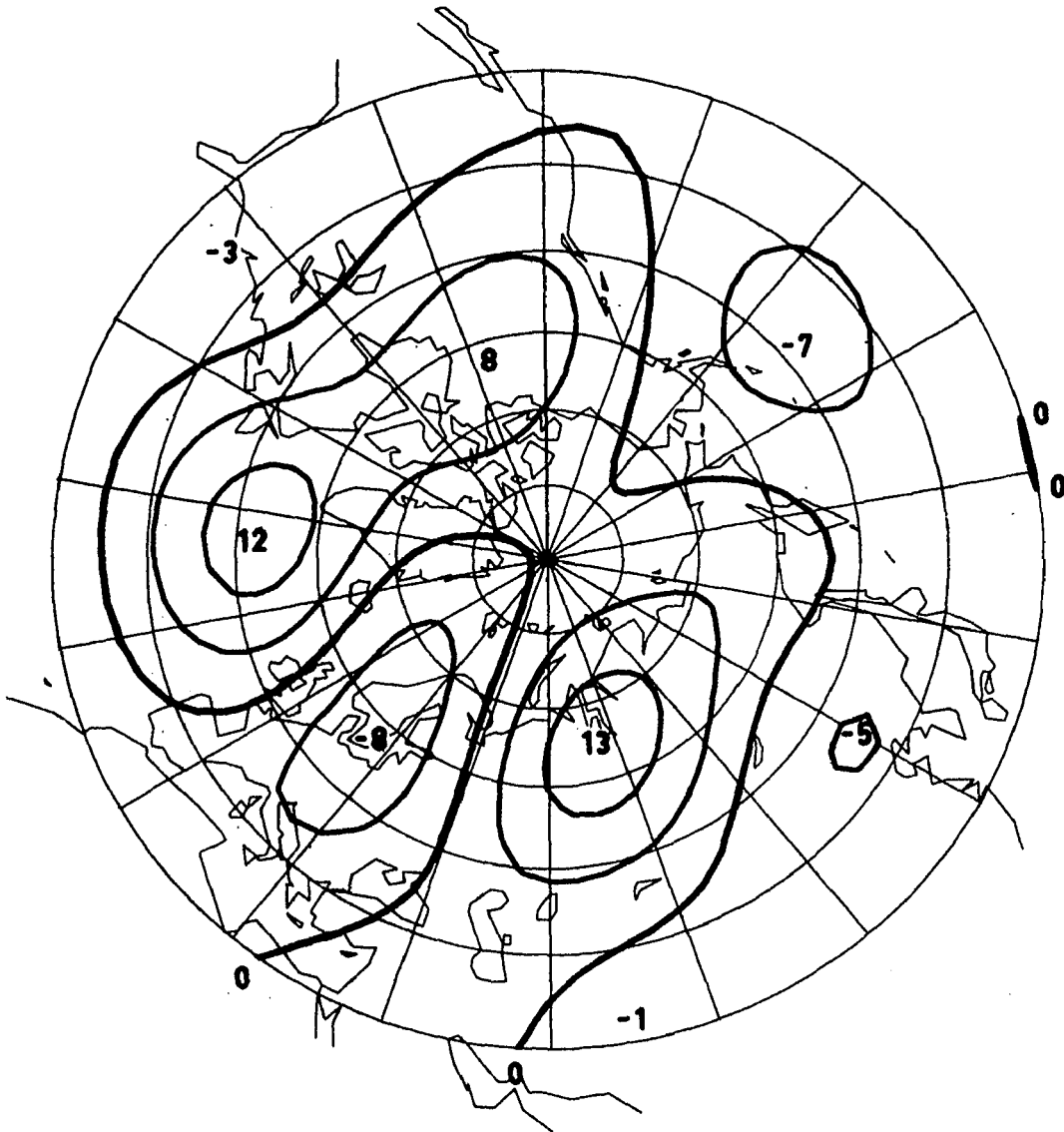


Abb. 9 2.nat. Orthogonalfunktion der 500 mb-Fläche für den Winter  
(Dez., Jan., Febr.), aufgelöst bis zur Wellenzahl: 12 in 10 GPM

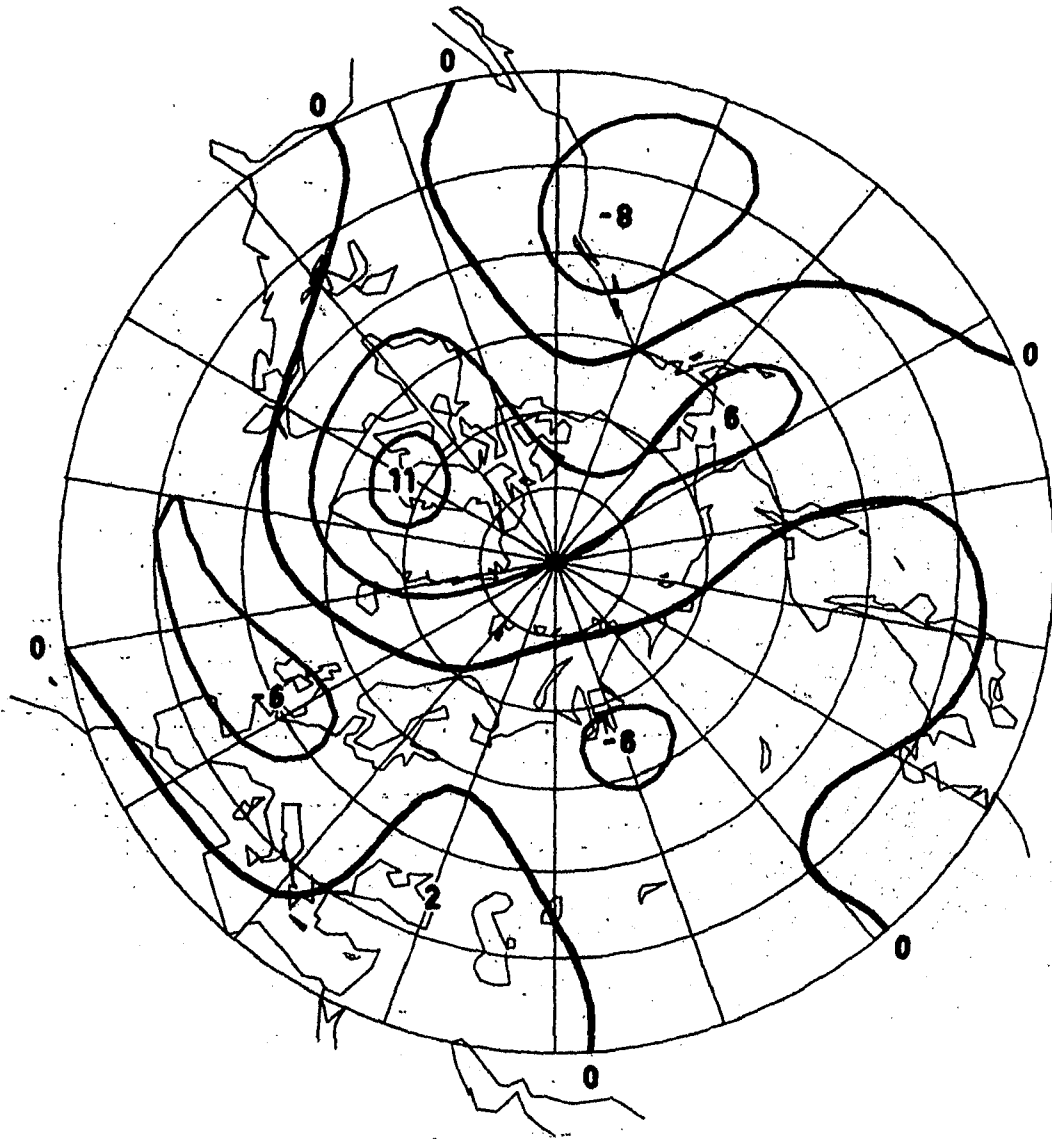


Abb. 10 3. nat. Orthogonalfunktion der 500 mb-Fläche für den Winter  
(Dez., Jan., Febr.), aufgelöst bis zur Wellenzahl 12 in 10 GPM

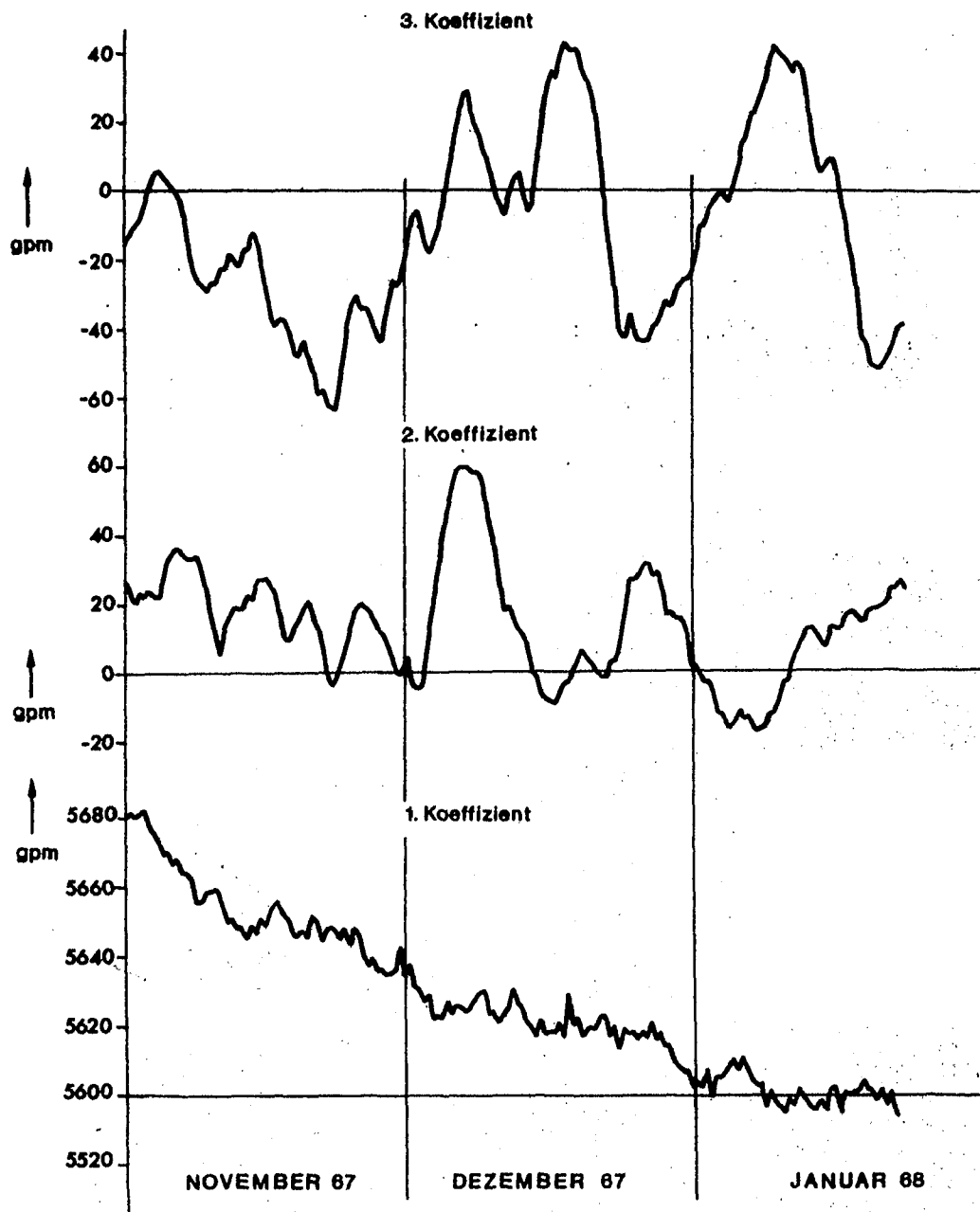


Abb. 11 Die gewichteten Koeffizienten  $w_i c_i(t)$  der 1., 2. und 3. natürlichen Orthogonalfunktion aus dem Geopotential in 500 mb der Nordhalbkugel im Winter (Dez., Jan., Febr.) als Funktion der Zeit (Nov. 67 bis Jan. 68)

#### 4.1.3. *Die Anwendung von orthogonalen Vektorfunktionen auf die Analyse meteorologischer Felder*

(P. SPETH, Kiel)

In der Meteorologie will man häufig bei der Bearbeitung der verschiedenen Probleme von Daten, die an unregelmäßig auf der ganzen Erdkugel oder auch nur einer Hemisphäre verteilten Punkten gegeben sind, auf ein regelmäßiges Gitternetz interpolieren. Dies ist zum Beispiel notwendig bei Modellrechnungen der atmosphärischen Zirkulation der gesamten Nordhalbkugel, wo die Ausgangsdaten - wie z.B. die Temperatur und das Geopotential - für die synoptischen Termine an den einzelnen Radiosondenstationen gegeben sind. Unter den verschiedensten dabei benutzten Methoden zur Analyse von skalaren Feldern auf der Kugeloberfläche sind besonders diejenigen gut geeignet, die Kugelflächenfunktionen verwenden, da diese überall auf der Kugel stetig und eindeutig sind; zu nennen sind hier vor allem K. ARPE (1974), S. KUBOTA (1958/1959), E. ELIASSEN und B. MACHENHAUER (1969) und E. ELIASSEN, B. MACHENHAUER und R. RASMUSSEN (1970).

Diese objektiven Analysen-Verfahren von skalaren Feldern lassen sich jedoch nicht ohne weiteres auf Vektorfelder anwenden, da die Komponenten von Vektoren durch die übliche Definition der Richtung gegen geographisch Nord am Pol unstetig sind - auch bei einem stetigen Wind über dem Pol. Von H. FECHNER (1973), vgl. auch Abschnitt 4.1.1. dieser Broschüre) wurde jedoch ein Verfahren angegeben, durch das auch diese Vektorfelder dargestellt werden können; er zieht dazu orthogonale Vektorfunktionen heran, die zum Teil auf V.A. EFIMOV (1968) zurückgehen. In diesem Beitrag soll als Beispiel für eine Anwendung die Analyse eines Windfeldes gezeigt werden. Ausführlich ist dies wiedergegeben bei P. SPETH (1974a). Das Verfahren kann natürlich auch auf alle anderen Vektorfelder angewendet werden, wie zum Beispiel die vektoriellen großskaligen horizontalen Flüsse von Impuls und Energie, die

sich an den einzelnen Radiosondenstationen direkt aus den unmittelbar gemessenen Daten berechnen lassen. Eine solche weitere Anwendung auf diese Flüsse erfolgte von P. SPETH (1974b, vgl. auch Abschnitt 4.4. dieser Broschüre); dadurch erhält man Horizontalverteilungen der Transporte von Impuls und Energie, die einen detaillierten Einblick in die Verschiedenartigkeit desjenigen Mechanismus gestattet, mit dem der Impuls- und Energieaustausch zwischen verschiedenen Gebieten der Erde abläuft.

In Abb. 1 ist das mittlere Windfeld an den Radiosondenstationen für den Januar aus dem Zeitraum von 1967 bis 1972 wiedergegeben. Die Daten wurden aus den auf Magnetband vorliegenden Radiosondenstationen des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main, gewonnen. Das Ergebnis der objektiven Analyse dieses Windfeldes mit Hilfe orthogonaler Vektorfunktionen ist in den Abb. 2 und 3 durch die zonale und meridionale Windkomponente dargestellt. Darin mitaufgenommen ist die mittlere Lage der Polarfront in 500 mb nach K. BAESE und K. ARPE (1974). Man findet, daß an der Vorderseite der großen Tröge über Nordamerika und Asien Westwind-Maxima mit  $28,0 \text{ m sec}^{-1}$  bzw.  $31,9 \text{ m sec}^{-1}$  erreicht werden. Entsprechend der üblichen meteorologischen Vorstellung liegen diese südlich der Polarfront und treten in einem hier nicht gezeigten horizontalen Temperaturschnitt durch eine Drängung der Isothermen deutlich hervor. Ein weiteres mit der Subtropikfront zusammenhängendes Maximum findet man mit  $21,9 \text{ m sec}^{-1}$  über Arabien. In höheren Breiten zeigen sich Gebiete mit Ostwinden, die auf die dort vorhandenen zwei getrennten Wirbel zurückzuführen sind. In äquatorialen Breiten zeigt sich ein fast geschlossener Ostwindgürtel. Auch die meridionale Windkomponente der Abb. 3 gibt mit einer Nordströmung an der Rückseite der Tröge und einer Südströmung an der Vorderseite die Verhältnisse richtig wieder.

Die bisher qualitativ geführte Diskussion zeigte, daß die erhaltenen Ergebnisse außerordentlich zufriedenstellend sind. Dies wird durch eine quantitative Fehlerbetrachtung bestätigt; aus der mittleren Differenz der Beträge der

Geschwindigkeitskomponenten zwischen den gemeldeten und berechneten Werten ergibt sich ein relativer Fehler von 9 %. Dies bedeutet, daß die Anwendung von orthogonalen Vektorfunktionen zur Analyse von Vektorfeldern gut geeignet ist, was ebenso ein Vergleich mit den zonalen Mittelwerten von A.H. OORT und E.M. RASMUSSEN (1971) zeigt. Darüber hinaus wird durch die Analysenmethode noch eine - für viele Probleme erwünschte - Glättung des Datenfeldes hervorgerufen.

Es wurde gezeigt, daß orthogonale Vektorfunktionen gut zur Darstellung von mittleren Windfeldern auf der Nordhalbkugel geeignet sind. Die Kontrolle der Güte erfolgte einmal durch Berechnung des relativen Fehlers an den Radiosondenstationen und zum anderen durch Vergleich mit dem dazugehörigen (hier nicht wiedergegebenen) Temperatur- bzw. Geopotentialfeld, das jedoch nicht in irgendeiner Weise in die Berechnung des Windes eingeht. Außerdem wurde das Verfahren noch durch zusätzlich angefertigte Handanalysen überprüft. Durch diese Detailstudie ist man dann in der Lage, andere Vektorfelder, die ähnlich wie das Windfeld geartet sind, routinemäßig zu analysieren. Wie schon am Anfang angekündigt, erfolgte eine erste umfangreichere Anwendung auf die horizontalen großskaligen Flüsse von Impuls und Energie durch P. SPETH (1974b).

## LITERATUR

- Arpe, K., 1974, Darstellung von meteorologischen Feldern mit Hilfe von Kugelflächenfunktionen, pers. Mitt.
- Baese, K. und K. Arpe, 1974, Der Jahresgang der charakteristischen Temperaturen an der Polarfront in verschiedenen Standardniveaus. Met. Rdsch. 27, 100-109
- Efimov, V.A., 1968, Eine spektrale Form der Gleichungen der Dynamik der Atmosphäre für das System der verallgemeinerten sphärischen Funktionen. (Orig. Russ.) Met. i. Gidrol. 8, 15-29
- Eliassen, E. und B. Machenhauer, 1969, On the observed large-scale atmospheric wave motion. Tellus 21, 149-166
- Eliassen, E., B. Machenhauer und E. Rasmussen, 1970, On a numerical method for integration of the hydrodynamical equations with a spectral representation of the horizontal fields. Kobenhavns Univ., Inst. Theoret. Meteorol., Rep. No. 2
- Fechner, H., 1974, Orthogonale Vektorfunktionen zur stetigen Darstellung von meteorologischen Feldern auf der Kugeloberfläche. Ber. Inst. Meeresk., Kiel, Nr. 1
- Kubota, S., 1958/59, Surface spherical harmonic representation of the system of equations for analysis. Pap. Meteorol. Geophys. 9, 145-166
- Oort, A.H. and E.M. Rasmussen, 1971, Atmospheric circulation statistics. NOAA Prof. Pap. 5. Rockville, Md.
- Speth, P., 1974a, Die Anwendung von orthogonalen Vektorfunktionen auf die Analyse meteorologischer Felder, Met. Rdsch. 27, 53-61
- Speth, P., 1974b, Horizontalverteilungen von Flüssen von sensibler und von latenter Energie und von Impuls. Met. Rdsch. 27, 65-90

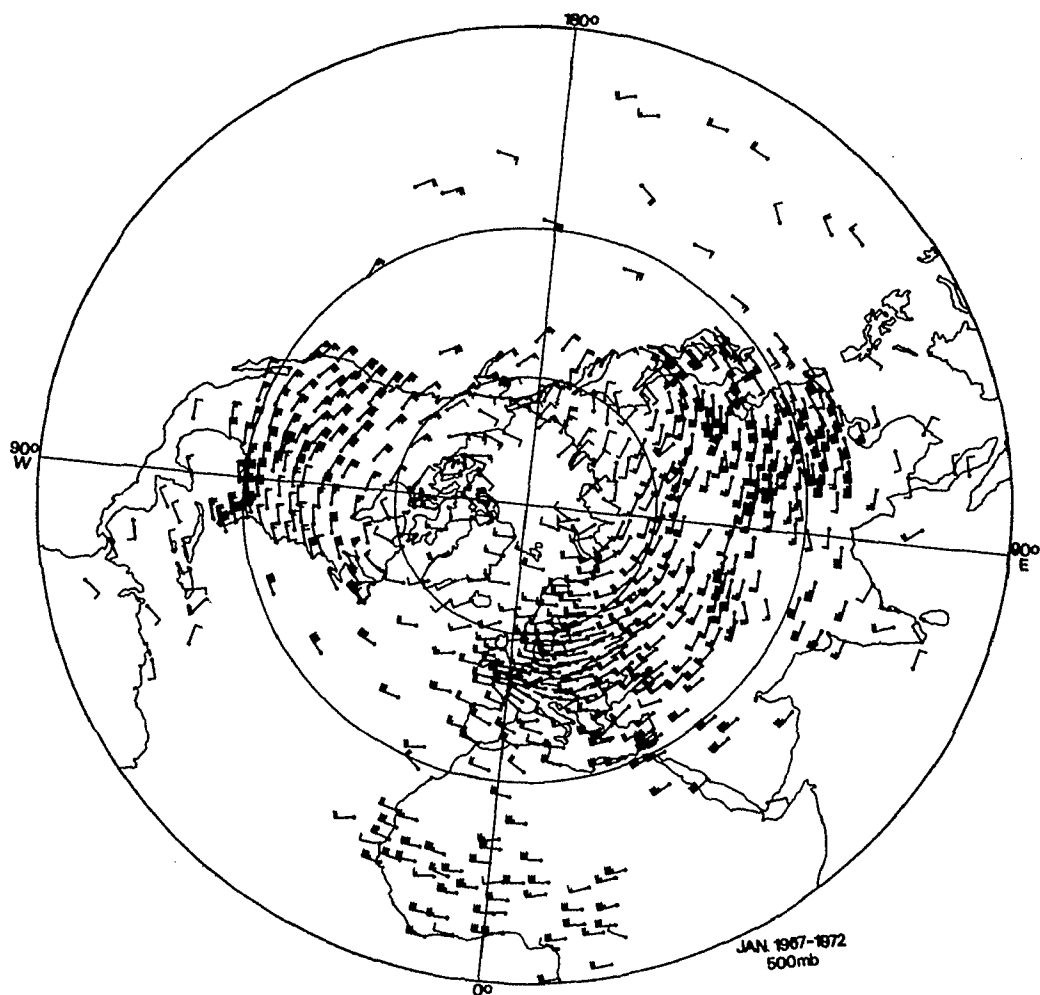


Abb. 1 Mittlere Januar-Winde aus dem Zeitraum 1967 bis 1972 in 500 mb;  
über Mitteleuropa sind aus zeichentechnischen Gründen einige  
Windstärkeangaben nicht eingetragen worden



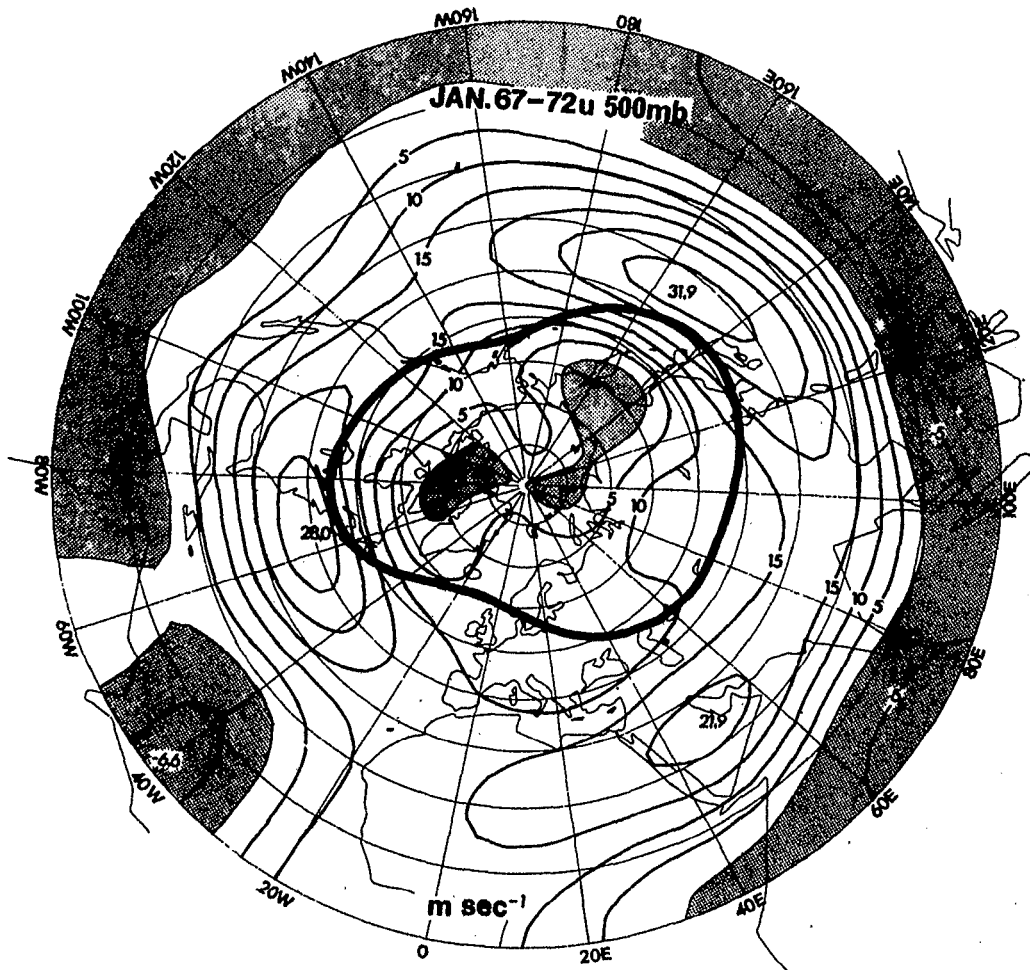


Abb. 2 Mittlere zonale Windkomponenten in 500 mb für den Monat  
Januar (Mittel aus den Jahren 1967 - 1972).  
Zahlenangaben in  $\text{m sec}^{-1}$

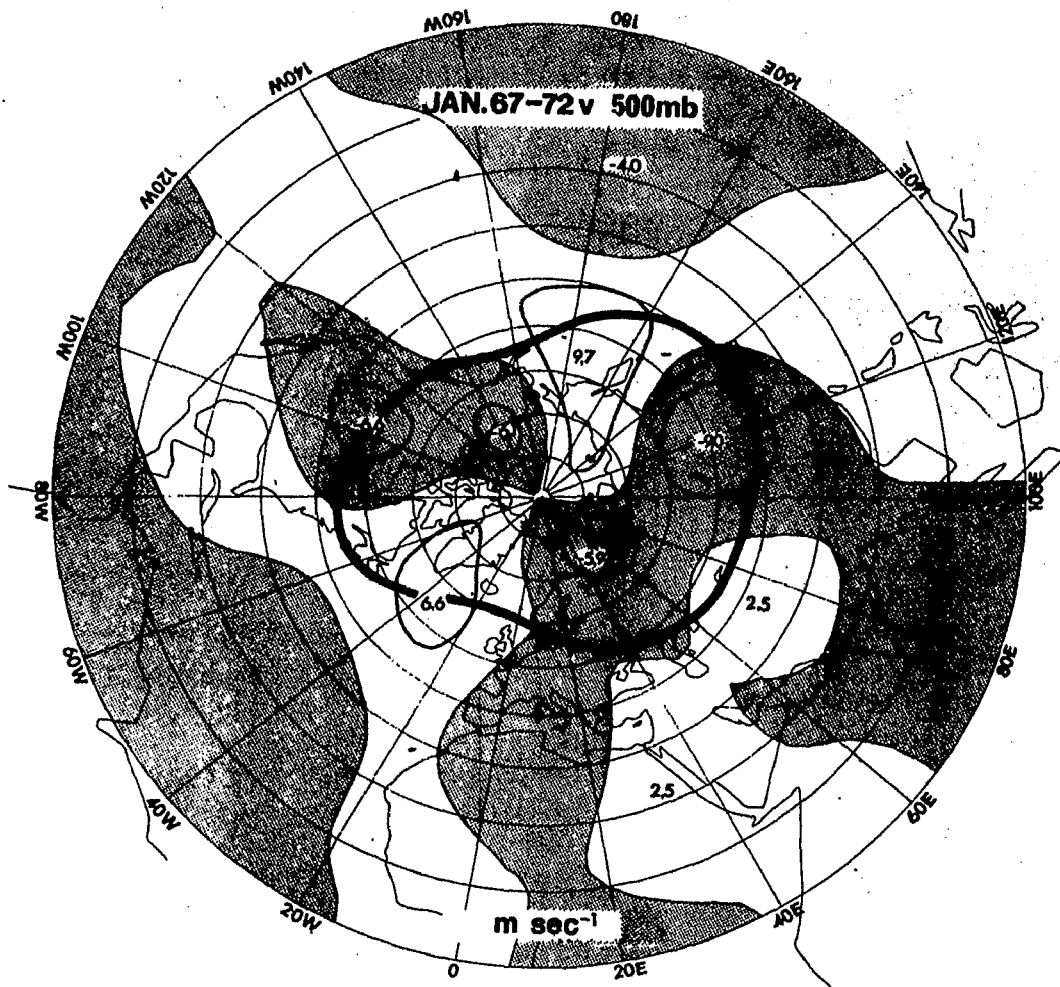


Abb. 3 Mittlere meridionale Windkomponente in 500 mb für den Monat Januar (Mittel aus den Jahren 1967-1972).  
Zahlenangaben in  $\text{m sec}^{-1}$

#### 4.2. DER JAHRESGANG DER CHARAKTERISTISCHEN TEMPERATUREN AN DER POLARFRONT IN VERSCHIEDENEN STANDARDNIVEAUS

(K. BAESE, Kiel)

Die in einer Bodenwetterkarte analysierten Grenzen zwischen unterschiedlichen Luftmassen lassen sich durch mehrere eindeutige Erscheinungsformen als Fronten festlegen. Diese Fronten existieren nicht nur in Bodennähe, sondern setzen sich als hyperbarokline Flächen in der vertikalen bis hinauf zur Tropopause (ca. 9 bis 12 km Höhe) fort. In diesem bodenfreien atmosphärischen Raum lassen sich zwei derartige Frontflächen finden, die Polarfront und die Subtropenfront, die die Troposphäre in drei quasihomogene Luftmassenbereiche gliedert: die Polarluft, die Luft der gemäßigten Breiten und die Tropikluft (Fr. DEFANT und H. TABA, 1957). Da sich wichtige meteorologische Prozesse an den Fronten in der freien Atmosphäre abspielen und besonders für die Flugmeteorologie wichtige Phänomene an die Fronten gebunden sind, bestand das Problem darin, charakteristische Kenndaten für die Polarfront in verschiedenen Standardniveaus der Troposphäre zu ermitteln.

Bereits in der Zeit erster qualitativ ausreichender Radiosondenmessungen wurde darauf hingewiesen, daß die winterliche Lage der Polarfront in der 500 mb-Fläche (ca. 5,5 km Höhe) an ein Temperaturband zwischen  $-24^{\circ}\text{C}$  und  $-34^{\circ}\text{C}$  gebunden ist (D.L. BRADBURY und E. PALMÉN, 1953). Andere Untersuchungen demonstrieren, daß die Fronttemperaturen von der synoptischen Situation und der geographischen Länge nahezu unabhängig sind (Fr. DEFANT et al., 1972). Als Kenngröße wurde die Temperatur gewählt, da sie in den Höhenwetterkarten direkt angegeben ist, so daß bei Kenntnis eines charakteristischen Wertes die Lage der Front ohne Schwierigkeiten festlegbar ist. Zudem stellt die Temperatur in der freien Atmosphäre eine ausreichend konservative Größe dar, wenn auch die äquivalent potentielle Temperatur oder die pseudopoti-

Temperatur bei ähnlichen Betrachtungen vorgezogen werden (M. GEB, 1971). Heute liegen ausreichend lange Zeitreihen von Radiosondenaufzeichnungen an einigen Stationen vor, um die Ergebnisse klimatologisch-statistisch abzusichern. Als Grundlage dieser Arbeit diente die 20-jährige Serie der mitteleuropäischen Station Erlangen/Stuttgart.

Bei den Untersuchungen wurden im wesentlichen zwei Richtungen verfolgt: zum einen wurde die Tatsache verwendet, daß die Luftmassen in Hinsicht auf die Temperatur quasihomogen aufgebaut sind und nur an den Fronten größere Temperaturunterschiede auftreten können, und zum anderen wurden Rückschlüsse aus der Tropopausenhöhe auf die darunterliegende Luftmasse gezogen.

Der quasihomogene Aufbau der Luftmasse wirkt sich auf die Temperaturregistrierung durch nur geringe Veränderlichkeit des Wertes aus, solange sich ein und dieselbe Luftmasse über der Station befindet. Die Häufigkeitsverteilung der Temperaturen zeigt dann die Form einer Normalverteilung mit einer dem horizontalen Temperaturgradienten entsprechenden Streuung. Da die horizontalen Temperaturgradienten innerhalb der Luftmassen geringe und quer durch die Fronten große Werte aufweisen und infolge nichtstationärer Lage und instabilen Verhaltens der Rossby-Wellen das Luftmassen-Fronten-System über die Stationen hinweggetragen wird, erscheinen die Häufigkeitsverteilungen modifiziert. Aus der Abwandlung kann auf die frontcharakteristischen Temperaturen geschlossen werden. Um die Veränderungen der Gestalt der Häufigkeitsverteilungen deutlich hervortreten zu lassen, wurden zu deren Bildung nur jene Temperaturen herangezogen, die innerhalb eines Temperaturplateaus wie es in Abb. 1 demonstriert ist, auftreten. Die Analyse der Plateaus wurde subjektiv durch einen Bearbeiter und zur Objektivierung durch eine Datenverarbeitungsanlage nach festen Kriterien unternommen. Diese ausgewählten Temperaturen entsprechen den Messungen aus den Luftmassen. Wegen der starken Schwankungen der Temperaturen im Frontbereich werden somit diese Daten nicht berücksichtigt und hinterlassen in der modifizierten Häufigkeitsverteilung ein relatives Minimum. Abb. 2 zeigt die Häufigkeitsverteilung

lung der Temperatur für den Januar in 400 mb. Das Minimum bei  $-40^{\circ}\text{C}$  deutet auf den klimatologischen Wert der Fronttemperatur hin.

Zur Unterstützung der aus der Plateau-Methode ermittelten Fronttemperaturen dient eine weitere Untersuchung mit der Tropopausenhöhe der Polarluft als Grundlage. Die Höhenlage dieser Tropopause (ca. 300 mb) unterscheidet sich deutlich von der Höhe der Tropopause über anderen Luftmassen, so daß hierdurch eine Separation der Polarlufttemperaturen aus dem gesamten Datenkollektiv möglich wird. Da die Tropopausenhöhe nicht verfügbar war, wurde an deren Stelle für diese Untersuchung der Temperaturgradient zwischen jeweils dem 200 mb-, dem 300 mb- und dem 400 mb-Niveau verwendet. Die Angabe bestimmter Grenzwerte für die Gradienten charakterisiert den Aufstieg in gleicher Weise wie die Tropopausenhöhe. Die Anzahl und Art der ausgewählten Aufstiege hängt nicht übermäßig stark von der Wahl der Grenzen ab. Der Anteil der solchermaßen definierten Polarluft-Aufstiege weist einen ausgeprägten Jahresgang mit ca. 20 % am gesamten Material im Winter (Dezember bis März) und mit ca. 5 % im Sommer (Juni bis Oktober) auf.

Zur Festlegung der Fronttemperatur wurden die Temperaturen der Polarluft-Aufstiege ähnlich den Temperaturen der Plateaus in Häufigkeitsverteilungen für verschiedene Niveaus zusammengefaßt. Dabei zeigte sich im Vergleich mit der entsprechenden Verteilung des Gesamtmaterials, daß der Anteil der analysierten Polarlufttemperaturen gegen eine Grenze hin rapide abnimmt. Diese Grenze stellt ebenfalls einen charakteristischen Temperaturwert für die Front dar. In Abb. 3 ist für die 400 mb-Fläche des Januar der Anteil der Polarluft gemeinsam mit der Gesamtverteilung dargestellt. Das klassenweise Verhältnis beider Verteilungen zueinander zeigt durch einen Sprung die Abgrenzung der Polarluft an.

In Abb. 4 ist der jahreszeitliche Verlauf der ermittelten Fronttemperaturen dargestellt. Durch beide Analysenmethoden

ergeben sich jeweils zwei Werte, wobei die Angabe aus der Betrachtung der Tropopausenhöhe stets die kältere Begrenzung darstellt. Der schattierte Bereich gibt die Kerntemperaturen der Polarfront an. Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten der verwendeten Verfahren läßt sich dieser Bereich auf charakteristische Kenntemperaturen der Polarfront für die oberen troposphärischen Niveaus reduzieren (Tabelle).

Im allgemeinen folgt der Jahresgang dem Verlauf einer Sinusfunktion mit den kältesten Werten im Februar und den wärmsten im Juli/August. Eine Besonderheit stellt der unterschiedlich rasche Wechsel von sommerlichen zu winterlichen Temperaturen dar. Die Änderung im Frühjahr geht über April zum Mai langsamer vor sich. Ein Vergleich mit Temperaturanalysen von Höhenwetterkarten zeigt eine gute Übereinstimmung der Daten mit den erkennbaren Isothermendrängungen, die auf die barokline Zone der Front hinweisen.

Diese Werte der Tabelle gelten streng nur für die Station Erlangen/Stuttgart oder für die Breite  $50^{\circ}\text{N}$  (BAESE, 1973). Weitere Untersuchungen wurden in Angriff genommen, um die Ergebnisse auf unterschiedliche Breiten- und Längen-Bereiche auszudehnen. Die Schwierigkeiten bestehen jedoch darin, daß lange Zeitreihen (mindestens 20 Jahre) vollständig zur Verfügung stehen müssen. Auf der Nordhemisphäre erfüllen nur wenige Stationen diese Voraussetzung (z.B. das für derartige Untersuchungen meteorologisch hervorragend geeignete Ozean-Wetterschiff "C").

## LITERATUR

- Baese, K., 1973, Der Jahresgang der charakteristischen Temperaturen an der Polar- und Subtropenfront in verschiedenen Standardniveaus. Dipl.-Arb. Univ. Kiel
- Bradbury, D.L. und E. Palmén, 1953, On the existence of a Polar-front zone at the 500 mb level.  
Bull. Am. Meteorol. Soc. 34, 56-62
- Defant, Fr. und H. Taba, 1957, The threefold structure of the atmosphere and the characteristics of the tropopause.  
Tellus 2, 259-274
- Defant, Fr., H. Fechner und P. Speth, 1972, Synoptik und Energetik der Hamburger Sturmflutwetterlage vom Februar 1962.  
Ber. Dt. Wetterd. 17, 127, 1-85
- Geb, M., 1971, Neue Aspekte und Interpretationen zum Luftmassen- und Frontenkonzept. Met. Abh. Fr. Univ. Berlin 109, 2

TABELLE

TEMPERATUREN DER POLARFRONT

(Angaben in °C)

Höhe	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
400 mb	-40	-42	-40	-38	-36	-33	-31	-30	-32	-34	-38	-39
500 mb	-29	-31	-29	-27	-24	-22	-20	-19	-20	-22	-26	-28
600 mb	-21	-21	-20	-18	-15	-13	-11	-10	-11	-14	-18	-19
700 mb	-13	-13	-12	-10	- 8	- 6	- 3	- 3	- 4	- 7	-10	-11
800 mb	- 9	- 8	- 6	- 4	- 1	+ 3	+ 5	+ 5	+ 3	0	- 4	- 6



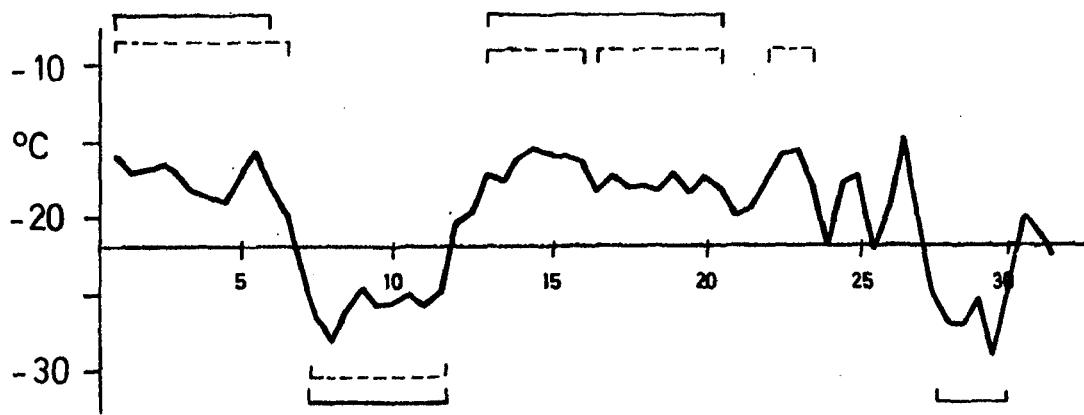


Abb. 1 Gang der aktuellen Temperatur für den Mai 1966 im 500 mb-Niveau mit eingetragener Plateau-Analyse Hand (-), Maschine (---)

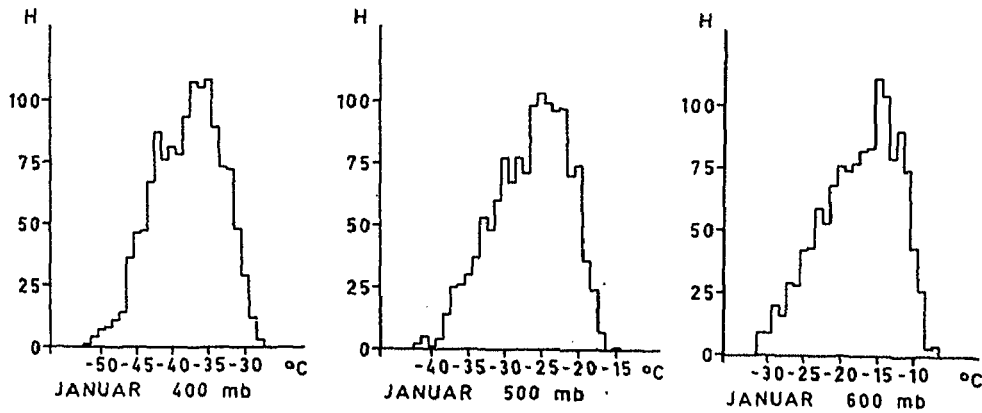
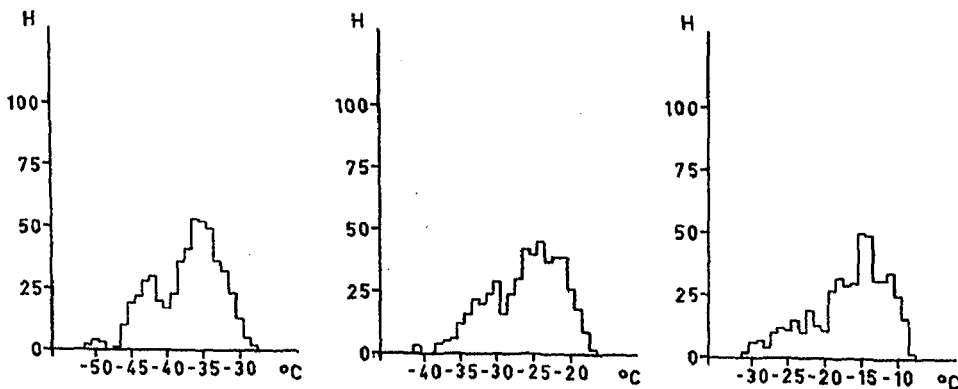
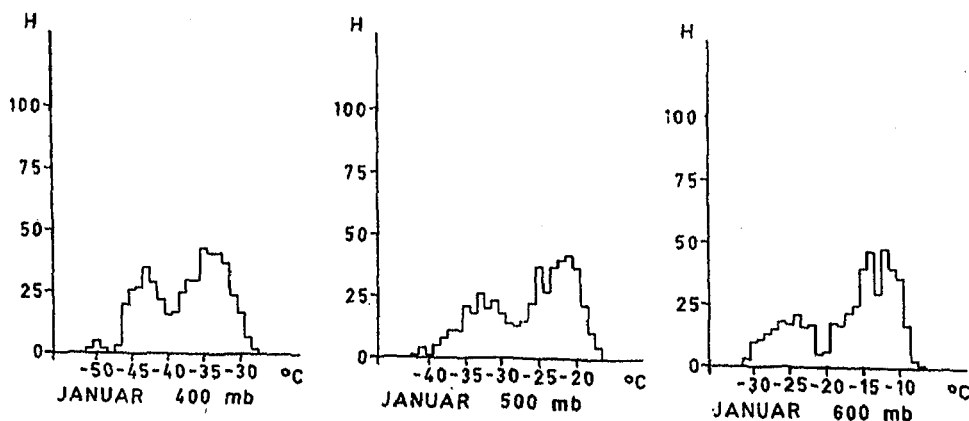


Abb. 2 Häufigkeitsverteilungen der Temperatur für Januar, 400 mb.

- a) Gesamtverteilung
- b) Maschinelle Plateau-Analyse
- c) Manuelle Plateau-Analyse



TEMPERATURPLATEAUANALYSE (MASCHINE)



TEMPERATURPLATEAUANALYSE (HAND)

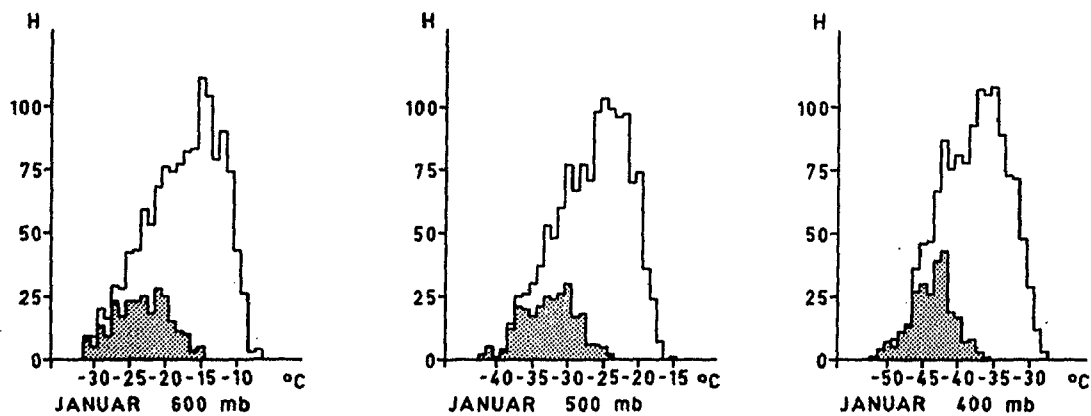


Abb. 3 Häufigkeitsverteilung der Temperatur für den Januar in 400 mb. Der schraffierte Bereich gibt den Anteil der reinen Polarlufttemperatur wieder.

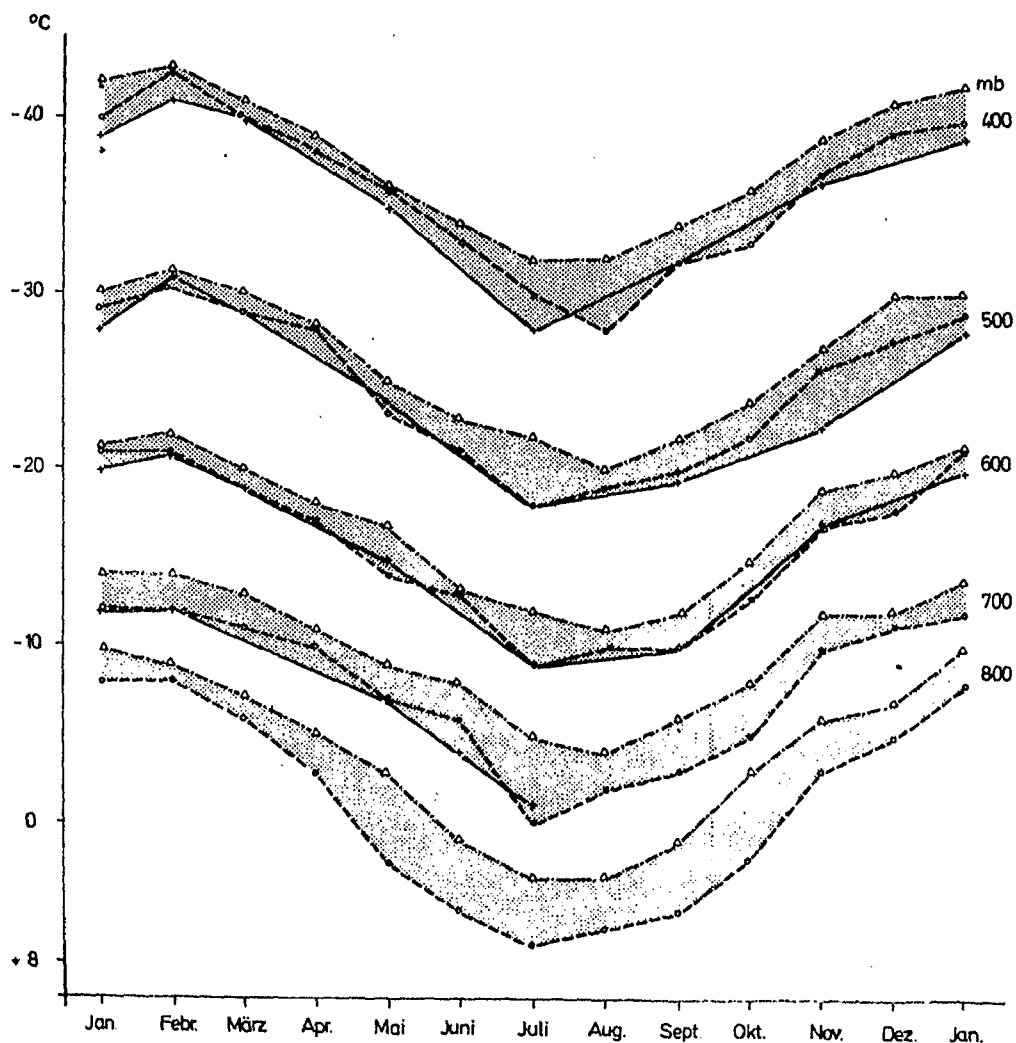


Abb. 4  
Jahresgang der  
Polarfronttemperatur  
Handanalyse (-+-),  
Maschinen-  
analyse (---o---),  
Polarluft (-.-Δ-.-).

#### 4.3. DIE VERFÜGBARE POTENTIELLE ENERGIE UND IHRE HEMISPHÄRISCHE UND ZEITLICHE VERÄNDERLICHKEIT

(P. SPETH, Kiel)

##### a. Einleitung

In jüngerer Zeit gewinnen mathematisch-physikalische Modellrechnungen der globalen atmosphärischen Zirkulation immer mehr an Bedeutung. Die dabei erhaltenen Ergebnisse bedürfen der Überprüfung, um festzustellen, ob und wie sie die wahren Gegebenheiten richtig wiedergeben; es ist dabei schwierig, geeignete Meßzahlen für einen solchen Vergleich zu gewinnen. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb der von K. LORENZ (1955) wieder eingeführte und seither mehrfach benutzte Begriff der verfügbaren potentiellen Energie dazu herangezogen, Modellrechnern eine Möglichkeit zu geben, ihre Ergebnisse damit überprüfen zu können. Aufbauend auf die berühmt gewordene Arbeit "Über die Energie der Stürme" von M. MARGULES (1903) wurde von E.N. LORENZ (1955) unter allgemeinen Bedingungen ein analytischer Ausdruck für die verfügbare potentielle Energie abgeleitet. Die Überlegungen basieren auf dem Grundgedanken, daß die Atmosphäre dazu neigt, durch Massenumlagerungen einen Gleichgewichtszustand anzunehmen. Setzt man voraus, daß die dabei auftretenden Bewegungen adiabatisch erfolgen sollen, so kann die Differenz zwischen der tatsächlichen totalen potentiellen Energie (die gleich ist der Summe aus potentieller und innerer Energie) und der totalen potentiellen Energie des Gleichgewichtszustandes als verfügbar zur Umwandlung in kinetische Energie betrachtet werden. Wie J. van MIEGHEM (1956) gezeigt hat, besitzt die totale potentielle Energie für den Gleichgewichtszustand ein Minimum; deshalb gibt die Differenz gleichzeitig den maximal möglichen Gewinn an kinetischer Energie an. Die verfügbare potentielle Energie hängt nur von der Massenverteilung in der Atmosphäre ab, oder anders ausgedrückt, von der Neigung der isotropen Flächen gegen die Horizontale.

Die Bedeutung der verfügbaren potentiellen Energie wird erkennbar aus einem kurzen Überblick über den Energiehaushalt der Atmosphäre der Nordhemisphäre. Im langzeitlichen Mittel wird durch adiabatisch differenziert erfolgende Erwärmung der Troposphäre (Erwärmung der relativ wärmeren Luft in niederen und Abkühlung in höheren Breiten) zonale verfügbare potentielle Energie erzeugt. In dem Maße, in dem die zonale verfügbare potentielle Energie anwächst, führen die sich verstärkenden horizontalen thermischen Gradienten zu barokliner Instabilität und damit zum Wachstum von großskaligen Wirbeln. Auf diese Weise steigt die turbulente verfügbare potentielle Energie auf Kosten der zonalen verfügbaren potentiellen Energie an, da nun ein verstärkt nordwärts gerichteter Wärmetransport zum Abbau der übermäßigen Temperaturgradienten Anlaß gibt, der im wesentlichen den entsprechenden Umwandlungsterm bestimmt. Während ein Teil der auf diese Weise angestiegenen turbulenten verfügbaren potentiellen Energie durch nicht-adiabatische Abkühlung vernichtet wird, wird durch Aufsteigen von Warm- und Absinken von Kaltluft der größte Teil in turbulente kinetische Energie umgesetzt. Diese wird teils durch Reibung dissipiert und teilweise in zonale kinetische Energie umgewandelt, die ihrerseits zum größten Teil durch Reibung aufgezehrt wird und zu einem kleineren Teil wieder in zonale verfügbare potentielle Energie zurückumgesetzt wird. Wie von P. SPETH (1972) in einer Detailstudie gezeigt wurde, wird gerade dann viel verfügbare potentielle Energie in kinetische Energie umgesetzt, wenn die turbulente verfügbare potentielle Energie ein Maximum aufweist. Aus diesem Grunde ist die Betrachtung der verfügbaren potentiellen Energie vor allem für die Entstehung intensiver Zyklonen von Wichtigkeit.

Die verfügbare potentielle Energie läßt sich in drei Anteile zerlegen, die jeweils von unterschiedlichen meteorologischen Prozessen herrühren. Es handelt sich dabei um Beiträge, die von der mittleren Meridionalzirkulation, von den mittleren stehenden langen Wellenstörungen und von den wandernden langen Wellenstörungen hervorgerufen werden. Als Datenmaterial für

die Berechnungen der verfügbaren potentiellen Energie wurden die Analysen der Atmosphäre der Nordhalbkugel des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main, herangezogen; die Daten sind in insgesamt sieben Standard-Druckflächen zwischen 1000 mb und 100 mb an quadratischen Gitterpunkten (nicht geographischen Koordinaten) auf einer stereographischen polständigen Azimutalprojektion zweimal täglich seit dem Jahre 1967 gegeben. Um für Schnittpunkte von Längen- und Breitenkreisen rückrechnen zu können, wurde für die Datenverarbeitung die von K. ARPE (1971) entwickelte Methode der Analyse skalarer meteorologischer Felder mit Hilfe von Kugelflächenfunktionen herangezogen; dadurch können dann auch die Beiträge der stehenden Wellen in Bezug auf die einzelnen Wellenzahlen unterschieden werden. Der Gang der Rechnungen ist bei P. SPETH (1974a) geschildert.

#### b. Ergebnisse

In dieser Arbeit soll lediglich auf die durch die stehenden und wandernden Wellen hervorgerufene verfügbare potentielle Energie eingegangen werden, da diese beiden Anteile die größten räumlichen und zeitlichen Veränderungen aufweisen. Dazu sind in den Abb. 1 - 4 Horizontalverteilungen der vertikalen Mittelwerte für den Januar und Juli des Zeitraumes 1967 - 1972 als repräsentativ für den Winter und Sommer wiedergegeben. In diese Karten ist ebenfalls noch die mittlere Lage der Polarfront im 500 mb-Niveau eingezeichnet - vgl. P. SPETH (1974b); nach Fr. DEFANT (1958) und K. BAESE (1973) findet man diese entlang einer Leitisothe mit einem Wert von  $-29^{\circ}\text{C}$  im Januar und  $-20^{\circ}\text{C}$  im Juli.

Aus der Abb. 1 entnimmt man, daß im Januar-Mittel die Polarfront eine Grenze zwischen großen durch die stehenden Wellen hervorgerufenen Vorräte an verfügbarer potentieller Energie darstellt; besonders große Werte werden südlich davon im atlantischen Warmluftücken mit  $0,32 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  und nördlich davon im asiatischen Kaltlufttrog mit  $0,27 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  erreicht. Im pazifischen Rücken und im amerikanischen Trog sind die Werte mit  $0,11$  bzw.  $0,13 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  dabei wesentlich geringer. Gänzlich unterschiedlich sind die Verhältnisse

dagegen im Juli-Mittel (Abb. 2). Da in gemäßigten Breiten das Temperaturfeld relativ zonal eingestellt ist, findet man hier nur geringe Vorräte an verfügbarer potentieller Energie. In niedrigeren Breiten hingegen sind in zonaler Richtung jedoch größere Temperaturgegensätze vorhanden. Deshalb findet man Maxima in ca.  $30^{\circ}\text{N}$  über Asien, in  $40^{\circ}\text{N}$  über Amerika, und in  $30^{\circ}\text{N}$  über dem Pazifik und Atlantik vor. Die beiden ersteren rühren von Warmluft, die beiden letzteren dagegen von Kaltluft her.

Die turbulente verfügbare potentielle Energie der wandernden Wellen wird durch Kalt- bzw. Warmluftvorstöße hervorgerufen. Diese sind im Januar über Kanada, dem Ostteil von Sibirien und über der Beringstraße besonders häufig und heftig, wo man dann auch die Maxima mit Werten bis zu  $0,20 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  vorfindet (Abb. 3). Sie sind noch nördlich der mittleren Lage der Polarfront im Bereich der großen Tröge anzutreffen, wo die Polarfront einzelner Termine die größte Variabilität aufweist. Demzufolge liegt in einem hier nicht gezeigten mittleren Meridionalschnitt das Maximum bei  $50^{\circ}\text{N}$ . Anders sind die Verhältnisse dagegen im Juli (Abb. 4). Da die atmosphärische Zirkulation zu dieser Jahreszeit weniger aktiv ist, findet man auch schwächer ausgebildete Maxima mit bis zu  $0,09 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  vor. Die größten Werte liegen dabei in einem fast geschlossenen Gürtel südlich der Polarfront. Dies wird im Unterschied zum Januar durch im Juli zwar weniger heftige und seltener erfolgende Kaltluftvorstöße hervorgerufen, die aber in Form von - meistens abgeschnürten - Kaltlufttropfen weit nach Süden vorstoßen; dabei erfolgt keine Bevorzugung irgendeines Meridianes. Im Januar hingegen dauern Kaltluftvorstöße länger an und erfolgen bevorzugt im Bereich der mittleren Lage der großen Tröge; dies erklärt, daß im Sommer die größten Werte der turbulenten potentiellen Energie der wandernden Wellen südlich der mittleren Lage der Polarfront, im Winter dagegen nördlich zu finden sind.

Führt man eine zeitliche Aufschlüsselung für jeden einzelnen

Januar und Juli aus dem Gesamtzeitraum 1967 bis 1972 durch, so findet man starke Unterschiede bei der durch die stehenden und wandernden Wellen hervorgerufenen verfügbaren potentiellen Energie vor. Um eine Erklärung für diese Veränderlichkeit zu erhalten und um Modellrechnern einen Einblick zu geben, zwischen welchen Grenzen die verfügbare potentielle Energie schwanken kann, wurden die Extremwerte aus den sechs verschiedenen Januar- und Juli-Monaten näher untersucht - vgl. P. SPETH (1975). So erweist sich zum Beispiel für die Wintermonate bei der durch die wandernden Wellen hervorgerufenen verfügbaren potentiellen Energie der Januar 1967 als ausgesprochenes Minimum und der Januar 1971 als Maximum. Während man im zonalen sechsjährigen Mittel das Maximum bei  $50^{\circ}\text{N}$  mit  $0,071 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  vorfindet, liegt im Januar 1967 das Maximum weiter südlich bei  $45^{\circ}\text{N}$  und ist mit  $0,053 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  um fast ein Drittel kleiner. Im Januar 1971 dagegen beobachtet man sehr hohe Werte im gesamten Breitenbereich zwischen  $40^{\circ}\text{N}$  und  $65^{\circ}\text{N}$  mit einem größten Wert von  $0,071 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  bei  $60^{\circ}\text{N}$ .

Eine anschauliche Erklärung dieser - hier nur als Beispiel angeführten - völlig verschiedenen Extremwerte kann man ähnlich Horizontalverteilungen wie in den Abb. 1 bis 4 nur für die einzelnen Monate mit den Extremwerten entnehmen. Eine derart detaillierte Betrachtung der verfügbaren potentiellen Energie ist ein anschauliches Maß dafür, mit welcher Intensität sich die atmosphärische Zirkulation in den betreffenden Monaten geändert hat. Zusammen mit einer zusätzlichen Betrachtung der entsprechenden energetischen Umsetzungsterme ist es aus einer Erörterung der verfügbaren potentiellen Energie möglich zu erklären, welcher Anteil tatsächlich in Bewegungsenergie umgewandelt wird und damit für die Entwicklung von Tiefdruckgebieten verantwortlich ist.

## LITERATUR

- Arpe, K., 1971, Die Darstellung von meteorologischen Feldern mit Hilfe von Kugelflächenfunktionen.  
Ber. DFG zum Sonderkonto De 122/23
- Baese, K., 1973, Bestimmung des Jahresganges der charakteristischen Temperaturen an der Polar- und Subtropenfront in verschiedenen Standardniveaus.  
Dipl.-Arb. Univ. Kiel
- Defant, Fr., 1958, Die allgemeine atmosphärische Zirkulation in neuerer Betrachtungsweise. *Geophysica* 6, 189-217
- Lorenz, E.M., 1955, Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus* 7, 157-238
- Margules, M., 1903, Über die Energie der Stürme. *Jahrb. der k.k. Central-Anst. Meteorol. N.F.* 40, 1-26
- Mieghem, J. van, 1956, The energy in the atmosphere available for conversion into kinetic energy. *Beitr. Phys. Atmosph.* 20, 129-142
- Speth, P., 1972, Die verfügbare potentielle Energie und der Transfer zwischen zonaler und turbulenter verfügbarer potentieller Energie der Hamburger Sturmflutwetterlage vom Februar 1962, *Beitr. Phys. Atmosph.* 45, 121-147
- Speth, P., 1974a, Energetische Vergleichszahlen für Modellrechnungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation.  
*Met. Rdsch.* 27, 33-53
- Speth, P., 1974b, Mittlere Horizontalverteilungen der Temperatur und der verfügbaren potentiellen Energie und mittlere Meridional-schnitte der Temperatur für jeden Januar und Juli aus dem Zeitraum 1967 bis 1972.  
Ber. Inst. Meeresk. Kiel, 3
- Speth, P., 1975, The variability of the available potential energy.  
*Met. Rdsch.* 28, 161-178



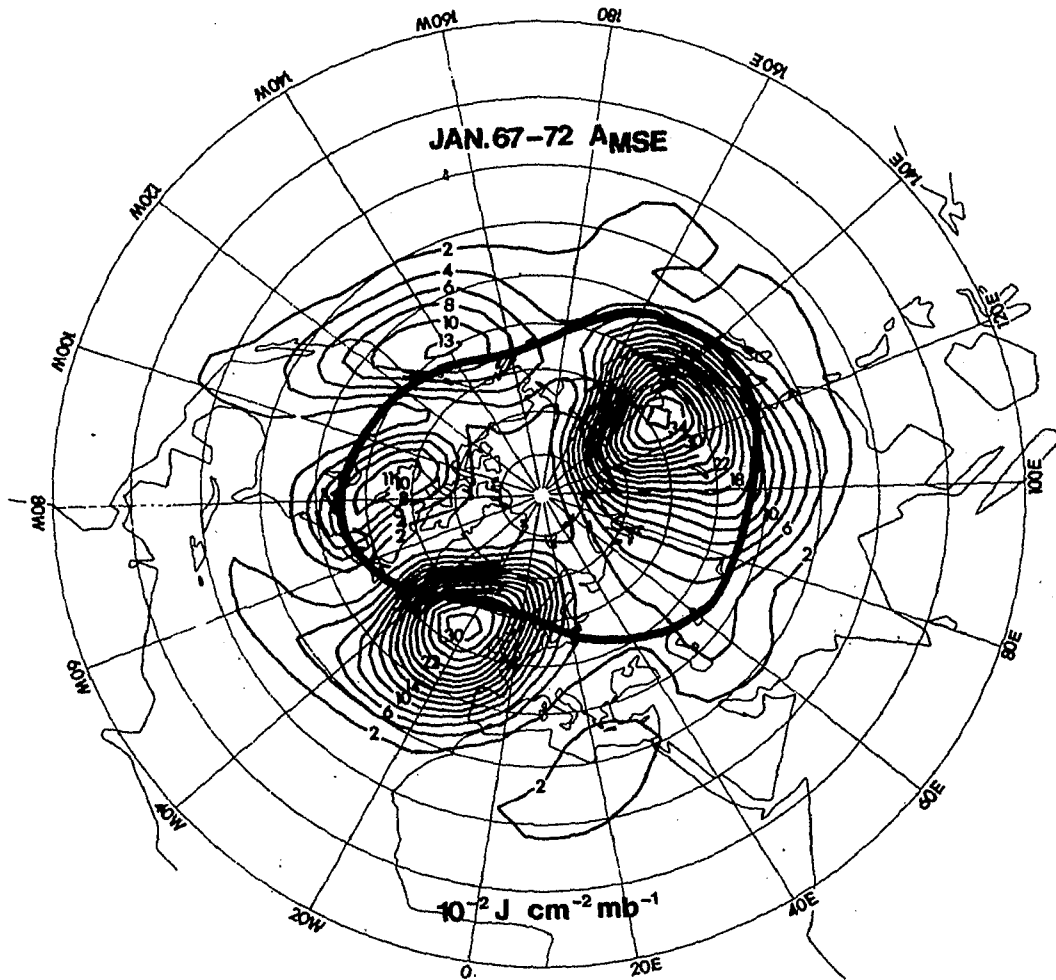


Abb. 1 Vertikales Mittel der turbulenten verfügbaren potentiellen Energie der stehenden Wellen  $A_{\text{MSE}}$  im Januar in  $10^{-2} \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  (gemittelt vom Januar 1967 bis Januar 1972). Die mittlere Lage der Polarfront ist durch die dicke Linie gekennzeichnet

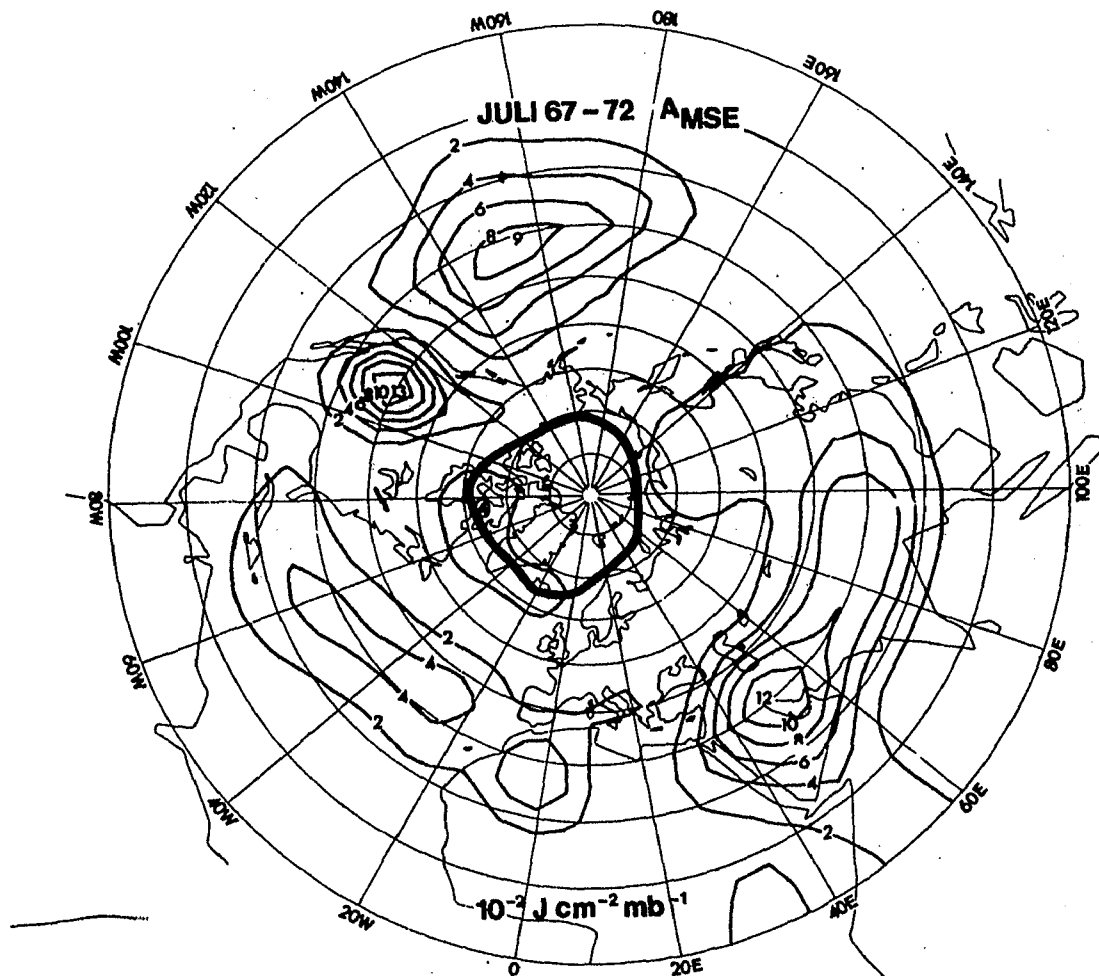


Abb. 2 Vertikales Mittel der turbulenten verfügbaren potentiellen Energie der stehenden Wellen  $A_{\text{MSE}}$  im Juli in  $10^{-2} \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  (gemittelt vom Juli 1967 bis Juli 1972). Die mittlere Lage der Polarfront ist durch die dicke Linie gekennzeichnet

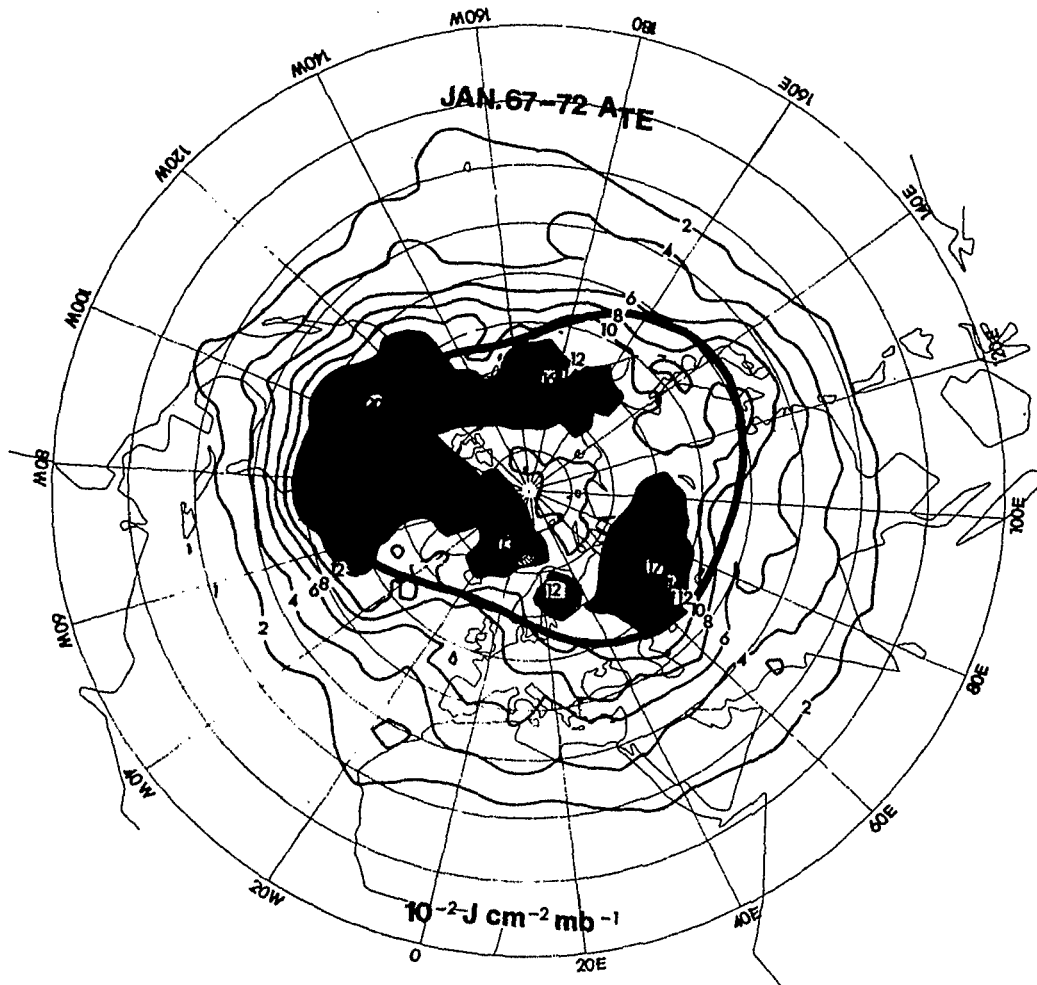


Abb. 3 Vertikales Mittel der turbulenten verfügbaren potentiellen Energie der wandernden Wellen im Januar in  $10^{-2} \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  (gemittelt vom Januar 1967 bis Januar 1972). Gebiete mit  $> 0,12 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  sind dunkel schraffiert. Die mittlere Lage der Polarfront ist durch die dicke Linie gekennzeichnet

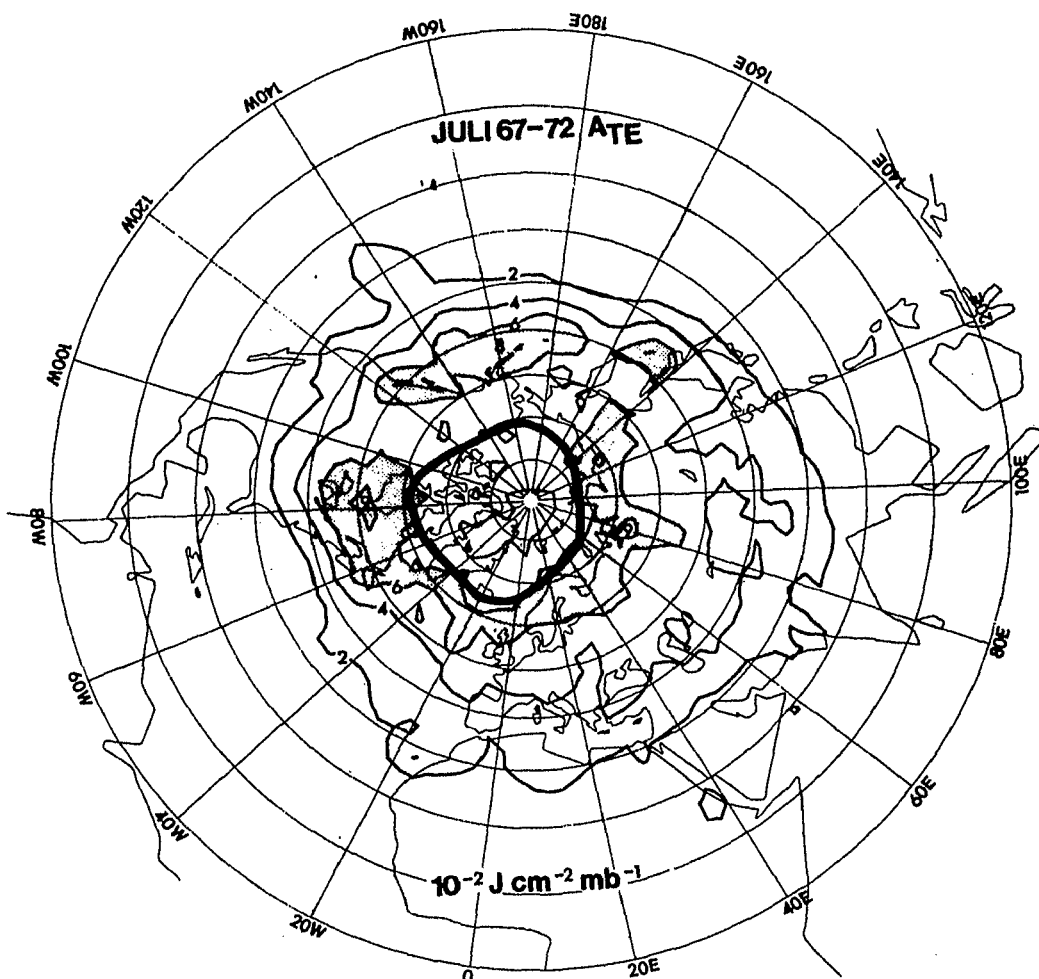


Abb. 4 Vertikales Mittel der turbulenten verfügbaren potentiellen Energie der wandernden Wellen im Juli in  $10^{-2} \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  (gemittelt vom Juli 1967 bis Juli 1972). Gebiete mit  $> 0,06 \text{ J cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$  sind hell schraffiert. Die mittlere Lage der Polarfront ist durch die dicke Linie gekennzeichnet

#### 4.4. HORIZONTALE FLÜSSE VON FÜHLBARER WÄRME UND WASSERDAMPF SOWIE VON DREHIMPULS

(P. SPETH, Kiel)

##### a. Einleitung

Als Antriebsmotor für die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und zur Aufrechterhaltung der Meeresströmungen sorgt die Sonneneinstrahlung in niederen Breiten für einen Überschuß der einfallenden gegenüber der ausgehenden Strahlung im Gesamtsystem Ozean-Atmosphäre. Da die höheren Breiten ein Strahlungsdefizit aufweisen, muß Energie von den Quellregionen polwärts transportiert werden; dies ist erforderlich, weil Atmosphäre und Ozean sich im zeitlichen Mittel in einem angenähert stationären Gleichgewichtszustand befinden. Es handelt sich dabei um einen Transport von sensibler und latenter Wärme, von potentieller und kinetischer Energie. Der Transport von kinetischer Energie und von potentieller Energie in mittleren Breiten ist vernachlässigbar, so daß er in dieser Arbeit nicht weiter behandelt wird. In ähnlicher Weise wird atmosphärisches Drehmoment auf der Nordhalbkugel von Süden - und in geringerem Maße auch von den Polargebieten - in mittlere Breiten transportiert, wo es zur Aufrechterhaltung der dort vorherrschenden Westwinde gegenüber der Reibung am Erdboden benötigt wird. Genauere Untersuchungen über diese schon seit langem bekannten Tatsachen, im Hinblick auf die der Atmosphäre bezüglich der Transportprozesse von Energie und Drehmoment dabei zukommenden Bedeutung, sind in der Hauptsache erst in den letzten zwei Jahrzehnten durchgeführt worden; dies ist darauf zurückzuführen, daß vorher noch kein gut ausgebautes Netz von Radiosondenstationen mit regelmäßig durchgeführten Aufstiegen verfügbar war. In diesen hierzu bisher durchgeführten Forschungsprojekten interessierte man sich hauptsächlich für mittlere Verhältnisse der Nordhalbkugel, d.h. es wurden hauptsächlich lediglich zonale Mittelwerte der einzelnen Flüsse betrachtet, ohne auf die Variabilität entlang der Breitenkreise Rücksicht zu nehmen. Da jedoch zu erwarten ist, daß in verschiedenen Gebieten der

Atmosphäre der Mechanismus, durch den die Transporte erfolgen wesentlich anders ist, als man dies nur durch Betrachtung der zonalen Mittelwerte erwarten könnte, geht die vorliegende Arbeit auf die horizontale Veränderlichkeit eines Teils der Flüsse und ihrer synoptischen Interpretation ein, vgl. P. SPETH (1974a, 1975).

Als Grundlagenmaterial dienen die vom Deutschen Wetterdienst auf Magnetband um 00 GMT und 12 GMT aufgenommenen Radiosondennmessungen, die nach einer Doppelung freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden. Verarbeitet wurde dabei der sechsjährige Zeitraum vom Jahre 1967 an bis einschließlich 1972. Für die Untersuchungen wurden die Niveaus 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 und 70 mb verwendet. Die Bänder enthalten Aufstiege der gesamten Nordhalbkugel. Bearbeitet wurden jeweils die Monate Januar und Juli als repräsentativ für den Winter und Sommer. Insgesamt wurden in dem sechsjährigen Zeitraum im Januar 673 Stationen und im Juli 697 Stationen der Nordhalbkugel verarbeitet. Da in niederen Breiten verhältnismäßig wenig Meldungen vorliegen, werden die erhaltenen Ergebnisse dort auch sehr unsicher sein. Dies wäre zu umgehen gewesen, indem für diesen Bereich zusätzliche Stationen beschafft worden wären, wie das z.B. auch N.J. MacDONALD und H.M. FRAZIER (1969) gemacht haben. Da aber bereits die Bearbeitung des vorhandenen Datenmaterials einen hohen Aufwand bezüglich der maschinellen Datenorganisation erforderte, wurde im augenblicklichen Stand der Rechnungen darauf verzichtet. Dies bedeutet nach P. SPETH (1974b) und Abschnitt 4.1.3. dieser Broschüre, daß die Ergebnisse für die Breiten südlich von ca.  $15^{\circ}\text{N}$  nur noch sehr ungenau die eigenen Daten wiedergeben.

#### b. Rechenverfahren

In der vorliegenden Arbeit sollen die großskaligen meridionalen Flüsse E.v von Impuls, sensibler und latenter Energie untersucht werden, wobei E die Energie und v die Komponente der Windgeschwindigkeit in Nord-Süd-Richtung bedeuten.

Um sowohl eine Komprimierung der Daten auf eine überschaubare Anzahl als auch eine Auflösung in die durch die langen Wellenstörungen der Atmosphäre hervorgerufenen Anteile zu erlangen, wird die erstmals von REYNOLDS beschriebene Technik benutzt, durch die eine gegebene Größe durch die Summe des Mittelwertes und der Abweichung davon ausgedrückt wird. Danach läßt sich der gesamte Fluß TOC (von "total circulation") durch eine Summe aus drei verschiedenen Anteilen darstellen:

$$TOC = MMC + MSE + TE .$$

Das erste Glied auf der rechten Seite MMC ("mean meridional circulation") repräsentiert den Energietransport durch die zonal gemittelte meridionale Windkomponente und gibt daher denjenigen Beitrag zum totalen Transport an, der durch die mittlere Meridionalzirkulation hervorgerufen wird.

Der zweite Term MSE ("mean standing eddies") stellt den durch die mittleren stehenden langen Wellenstörungen hervorgerufenen Anteil dar. Das dritte Glied TE ("transient eddies") hängt ab von den Abweichungen der augenblicklichen Werte von den zeitlichen Mitteln und beschreibt dadurch den Beitrag der wandernden langen Wellenstörungen. In der vorliegenden Arbeit werden aus Platzgründen lediglich die im Januar durch die wandernden Wellen hervorgerufenen Flüsse TE wiedergegeben, da diese vor allem für mittlere Breiten von besonderer Bedeutung sind.

#### c. Horizontale Flüsse von sensibler und latenter Energie

In Abb. 1 sind Zonalabschnitte entlang charakteristischen Breitenkreisen mit Maximaltransport dargestellt; man erkennt aus diesen deutlich, daß im gesamten sechsjährigen Zeitraum 1967 bis 1972 im Januar dabei nicht etwa ein gleichmäßig über alle Längengrade nach Norden gerichteter Transport erfolgt, sondern daß dieser hauptsächlich gewissermaßen in Kanälen vor sich geht, wobei stellenweise sogar ein südwärts gerichteter Transport auftritt. Im Juli sind die vorhandenen meridionalen Gegensätze dagegen weniger ausgeprägt.

Zur weiteren Detaillierung ist in Abb. 2 der vertikale Mittelwert des durch die wandernden Wellen hervorgerufenen meridionalen Transportes von sensibler Energie für den Januar dargestellt. Man entnimmt dieser Abbildung zunächst einmal, daß in niederen Breiten überwiegend negative Werte zu finden sind, während in mittleren und höheren Breiten der Nordhalbkugel bei starken regionalen Gegensätzen meistens positive Zahlenwerte auftreten; negative Zahlen bedeuten dabei einen nach Süden und positive Zahlen einen nach Norden gerichteten Transport. Man sieht aus der Abbildung, daß ein besonders starker Energieaustausch an der Ostküste der Vereinigten Staaten und an der Ostseite Asiens mit  $527 \text{ bzw. } 302 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$  erfolgt. Die Zentren sind dabei in den zwei stark ausgebildeten mittleren Trögen der Atmosphäre der Nordhalbkugel anzutreffen und hängen direkt mit der mittleren Lage der Polarfront zusammen. Ein weiteres Zentrum mit  $517 \text{ cal}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$  findet man über Alaska; im Gegensatz zu den beiden zuvor genannten Zentren hängt dieses jedoch mit dem über dem nördlichen Pazifik anzutreffenden Höhenrücken zusammen. In der Umgebung des Poles findet man dagegen ein langgestrecktes Gebiet, in dem durch die wandernden Wellen fühlbare Wärme mit maximal  $50 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$  nach Süden transportiert wird. Wie man unter Zuhilfenahme von Abb. 2 aus P. SPETH (1974b, vgl. auch Abschnitt 4.1.3. dieser Broschüre) - wo das mittlere Windfeld für denselben Zeitraum in 500 mb dargestellt ist - entnimmt, wird dies verursacht durch eine nordwärts erfolgende Bewegung von kalter Luft aus den Kältezentren über Nordkanada und Nordsibirien heraus.

Bei dem in Abb. 3 dargestellten Fluß von latenter Energie wurde eine Vertikalintegration bis einschließlich 400 mb durchgeführt, da wegen der äußerst geringen Feuchte oberhalb dieses Niveaus nur vernachlässigbar kleine Transporte von Wasserdampf auftreten. Man entnimmt der Abbildung, daß durch die wandernden Wellen im Januar im vertikalen Mittel hohe meridionale Energietransporte über den nördlichen Teilen des Pazifiks, des Atlantiks und der Ostküste der Vereinigten



Staaten hervorgerufen werden. Im zonalen Mittel liegen die Maxima in der Umgebung von  $30^{\circ}\text{N}$ . Die in Abb. 3 erscheinenden Zentren im Meridionaltransport kommen dadurch zustande, daß in diesen Gebieten über See eine sehr hohe Luftfeuchtigkeit anzutreffen ist, die zu dieser Jahreszeit - von häufig bis in subtropische Breiten vordringenden Tiefdruckausläufern in der untersten atmosphärischen Schicht - direkt über der Meeresoberfläche nach Norden transportiert wird.

Die Abb. 2 und 3 geben anschaulich wieder, daß die Transporte von sensibler und latenter Energie in der Atmosphäre bei einer Mittelung über die ganze Nordhalbkugel zwar tatsächlich nach Norden gerichtet sind, wo sie zur Kompensation des Strahlungsdefizits notwendig sind, daß sich die Maxima jedoch auf bestimmte Gebiete konzentrieren. Die Maximalwerte des Transportes von sensibler Energie sind mit der mittleren Lage der Polarfront verbunden, während diejenigen der latenten Energie weiter südlich davon zu finden sind.

#### d. Horizontale Flüsse von Drehimpuls

Die Neigung der Trogachsen der atmosphärischen Wellen läßt sich mit den Flüssen in Verbindung bringen; ein negativer Fluß bedeutet, daß die Trogachsen überwiegend von NW nach SE orientiert sind, während bei einem positiven Fluß die Neigung von SW nach NE vorherrscht.

Aus dem in Abb. 4 dargestellten durch die wandernden Wellen hervorgerufenen Fluß von Drehimpuls für den Januar kann man entnehmen, daß in starkem Maße Drehimpuls vor der Atlantik- und Pazifikküste der Vereinigten Staaten bei  $35^{\circ}\text{N}$  nach Norden transportiert wird. Während diese Gebiete südlich der mittleren Lage der Polarfront anzutreffen sind, und mit dem subtropischen Strahlstrom verknüpft sind, findet man bei  $57,5^{\circ}\text{N}/62,5^{\circ}\text{E}$  in der asiatischen Kaltluft ein weiteres Zentrum. Dagegen weisen die übrigen Gebiete nördlich der Polarfront zwischen Kanada und Nordeuropa, über Severnaja Semlja

und über dem Ochotskischen Meer bzw. Beringmeer einen nach Süden gerichteten Transport auf. Man kann also feststellen, daß die Trogachsen der wandernden Wellen im Januar in denjenigen Gebieten, die häufig von Störungen berührt werden, vorwiegend eine Neigung von NW nach SE haben und damit Drehmoment südwärts verfrachten. Insgesamt wird Drehimpuls sowohl von Norden als auch von Süden her in das Gebiet der stärksten Westwinde transportiert, wodurch dort der durch Reibung bedingte Verlust wieder ergänzt wird. Im zonalen Mittel ergibt sich aus der Abbildung ein Maximum im nordwärts gerichteten Transport von  $HvM_{TE}$  bei  $30^{\circ}N$ , während die südwärts gerichteten Transporte nördlich von  $55^{\circ}N$  nur klein sind, da sie zum großen Teil von den nach Norden gerichteten Transporten über Asien kompensiert werden.

Im Unterschied zu den horizontalen Flüssen von sensibler und latenter Energie wird atmosphärischer Drehimpuls nördlich der mittleren Lage der Polarfront nach Süden und südlich davon nach Norden transportiert. Durch diese Konvergenz des Impulstransportes wird das starke Westwindband der mittleren Breiten dann gegen die Bodenreibung aufrechterhalten. Beim atmosphärischen Drehimpuls konzentrieren sich die Extremwerte im Transport ebenfalls auf bestimmte Regionen.

## LITERATUR

- MacDonald, N.J. und H.M. Frazier, 1969, A note on the seasonal variation of the flux of angular momentum by the transient and standing eddies in the Northern Hemisphere. *Tellus* 21, 656-667
- Speth, P., 1974a, Horizontale Flüsse von sensibler und latenter Energie und von Impuls für die Atmosphäre der Nordhalbkugel. *Met. Rdsch.* 27, 65-90
- Speth, P., 1974b, Die Anwendung von orthogonalen Vektorfunktionen auf die Analyse meteorologischer Felder. *Met. Rdsch.* 27, 53-61
- Speth, P., 1976, Extreme values of large-scale horizontal fluxes of sensible and latent energy and of momentum caused by transient eddies during the period 1967-1972. *Met. Rdsch.* 29, 1-14

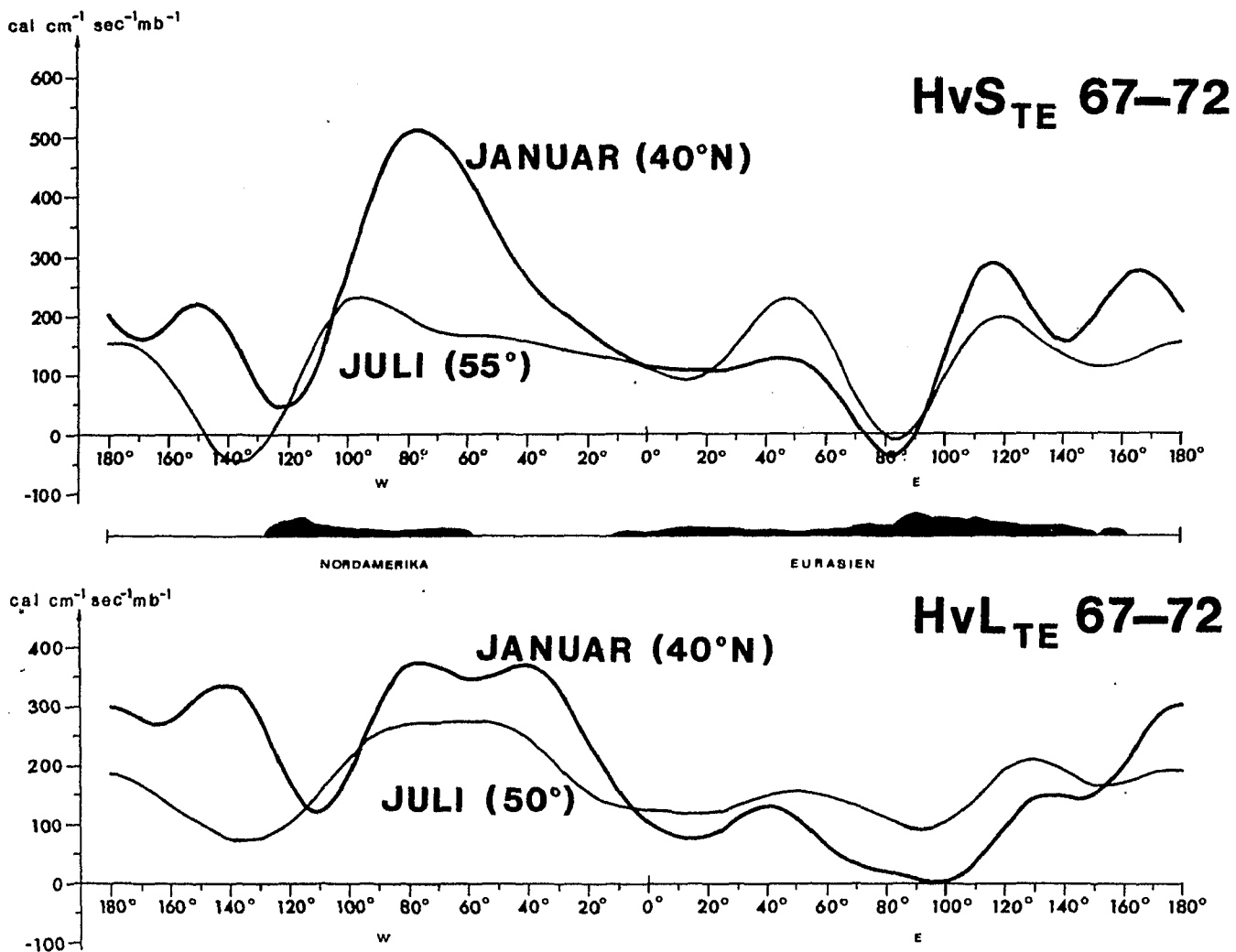


Abb. 1 Die Variabilität des durch die wandernden Wellen hervorgerufenen Flusses von sensibler Energie (oben:  $HvS_{TE}$ ) und von latenter Energie (unten:  $HvL_{TE}$ ) in Abhängigkeit von der geographischen Länge entlang von verschiedenen Breitenkreisen für den Januar und Juli des Gesamtzeitraumes 1967 bis 1972 (vertikale Mittel). Positive Zahlen geben einen nach Norden gerichteten Transport an.

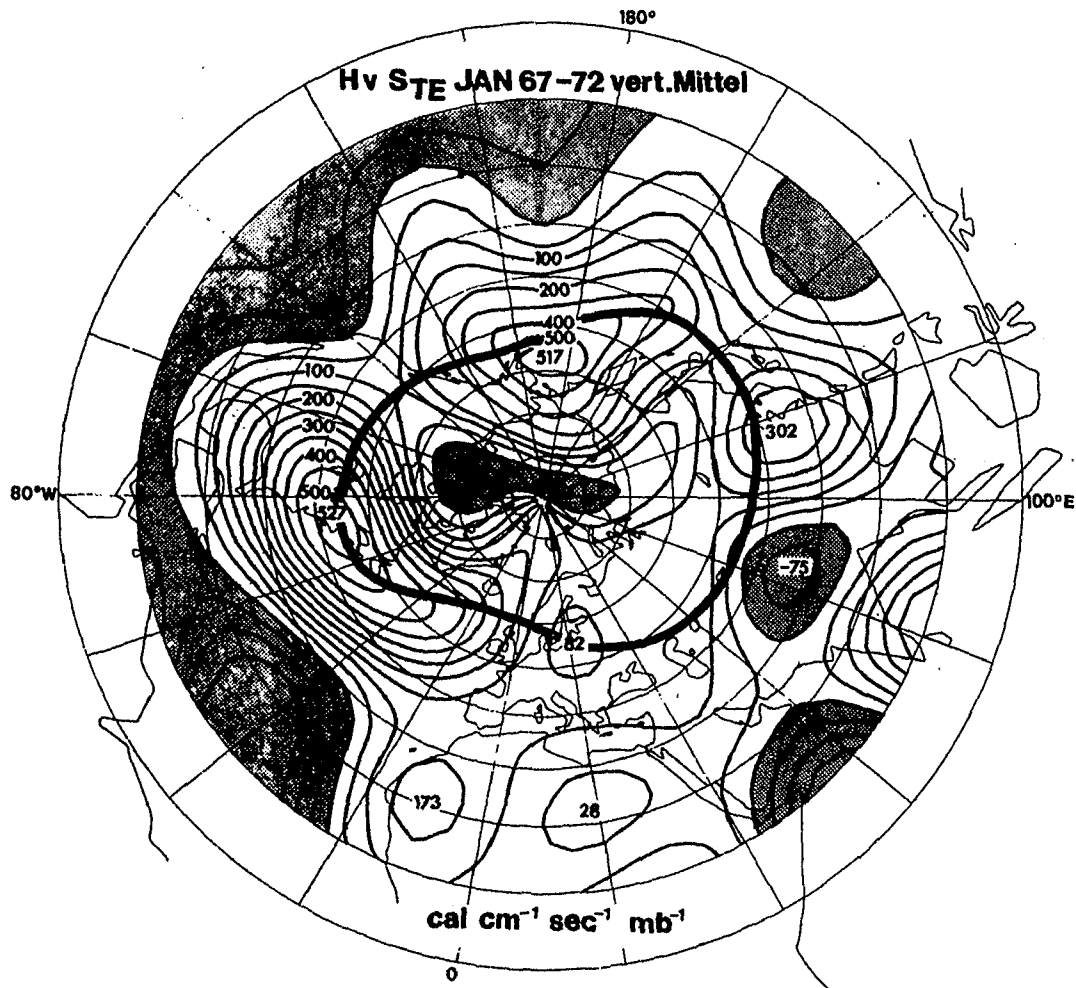


Abb. 2 Der durch die wandernden Wellen hervorgerufene meridionale Fluß von sensibler Energie. Vertikales Mittel in  $\text{cal cm}^{-1} \text{sec}^{-1} \text{mb}^{-1}$  für den Januar aus dem Zeitraum 1967 bis 1972. Ein südwärts gerichteter Transport ist schraffiert. Die mittlere Lage der Polarfront ist durch die dick ausgezogene Linie gekennzeichnet

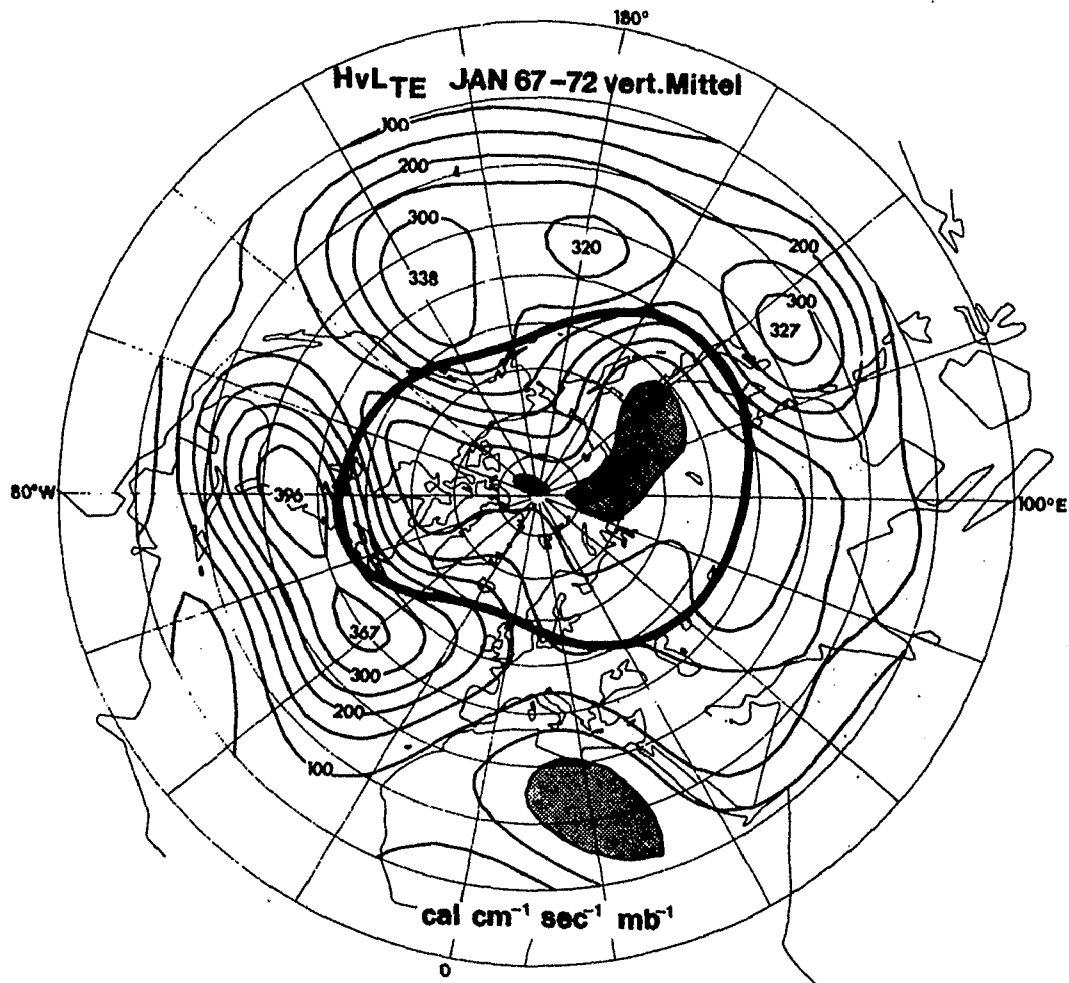


Abb. 3 Der durch die wandernden Wellen hervorgerufene meridionale Fluß von latenter Energie. Vertikales Mittel in  $\text{cal cm}^{-1} \text{sec}^{-1} \text{mb}^{-1}$  für den Januar aus dem Zeitraum 1967 bis 1972. Ein südwärts gerichteter Transport ist schraffiert. Die mittlere Lage der Polarfront ist durch die dick ausgezogene Linie gekennzeichnet

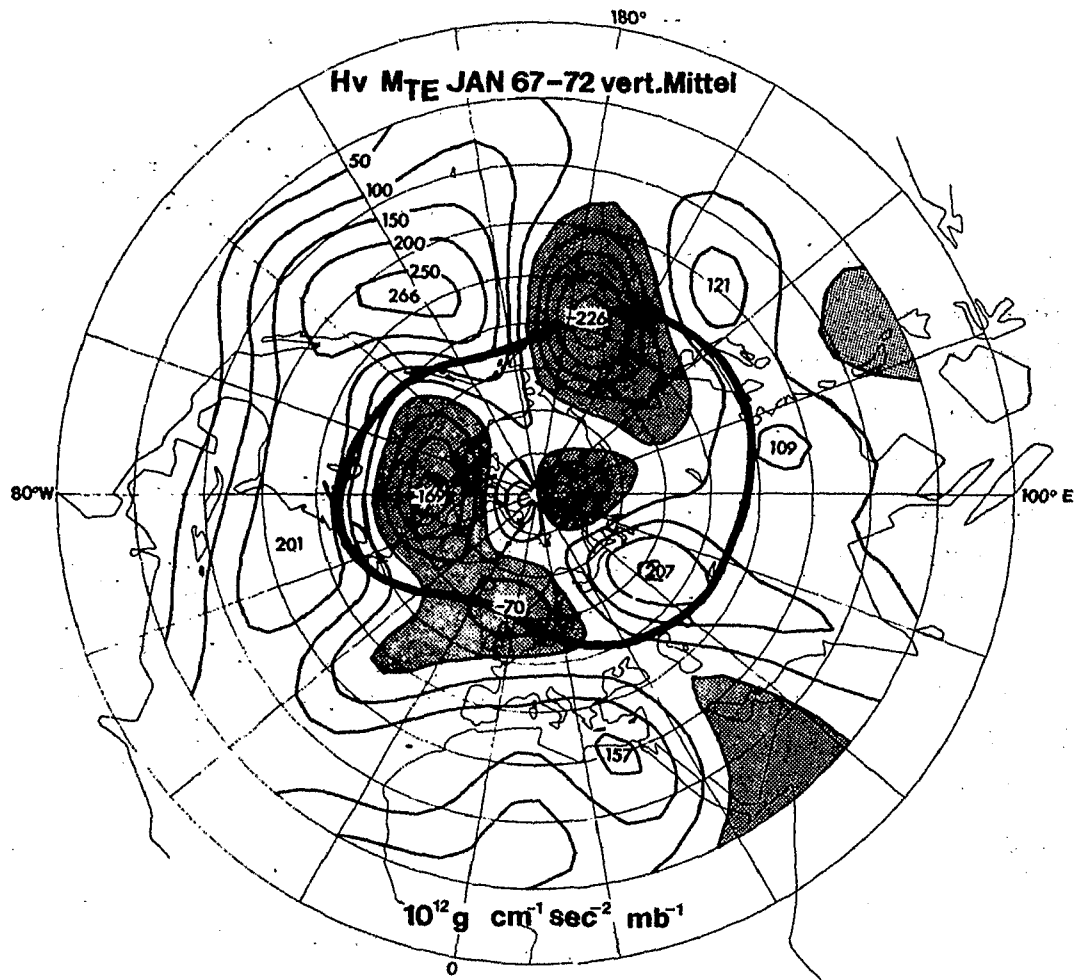


Abb. 4 Der durch die wandernden Wellen hervorgerufene meridionale Fluß von Drehimpuls. Vertikales Mittel in  $\text{cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$  für den Januar aus dem Zeitraum 1967 bis 1972. Ein südwärts gerichteter Transport ist schraffiert. Die mittlere Lage der Polarfront ist durch die dick ausgezogene Linie gekennzeichnet

#### 4.5. UNTERSUCHUNGEN ZUM JAHRESGANG DES ENERGIE - UND FEUCHTEHAUSHALTS FÜR DEN ATMOSPHÄRISCHEN RAUM ÜBER DER OSTSEE

(H.D. BEHR und K. BAESE, Kiel)

##### a. Einleitung

Energetische Betrachtungen der Atmosphäre mit Hilfe von Radiosondendaten werden bevorzugt für die gesamte Erde oder zumindest für die Nordhalbkugel durchgeführt, um Simulationsrechnungen durch an Daten abgeleitete Energiegrößen zu unterstützen.

Parallel zu diesen Rechnungen wird hier versucht, für ein ausgewähltes Gebiet der Erde energetische Betrachtungen durchzuführen, da sich die aus hemisphärischen Untersuchungen gewonnenen Ergebnisse nicht in jedem Fall auf kleinräumige Bereiche übertragen lassen. Dabei zeigt sich wesentlich stärker der Einfluß z.B. der Land-See-Verteilung oder der Orographie. Wegen der geringen Flächenausdehnung sind die Berechnungen mit einigen besonderen Problemen versehen. Man beschreitet diesen Weg dennoch, um aus dem Vergleich zwischen globaler und regionaler Untersuchung Erkenntnisse zu erhalten, die ihren Niederschlag finden sollen in energetischen Modellrechnungen.

Folgende Komponenten sind bei der Aufstellung des Energiehaushalts zu berücksichtigen:

Der Untergrund, atmosphärischer Wasserdampf und Kohlendioxid absorbieren die Sonnenstrahlung und emittieren sie langwellig. Diese Strahlungsumsetzung wirkt sich energetisch aus.

Die horizontale Vergenz der potentiellen Energie ( $g \cdot z$ ), der sensiblen Energie (Enthalpie) ( $c_p \cdot T$ ) und der latenten Energie ( $L \cdot q$ ) beschreibt die Änderungen der in der Atmosphäre vorhandenen Energiemengen.

Die vom Untergrund ausgehenden turbulenten Flüsse transportieren sensible ( $Q_s$ ) und latente Energie ( $Q_L = L \cdot N$ ) in die Luft hinein.



Das Zusammenspiel der genannten Energieformen wird deutlich in dem Energiehaushalt, der die Region meteorologisch beschreibt. Für die Untersuchung des Energiehaushalts wurde das Gebiet der Ostsee mit angrenzenden Küstenregionen ausgewählt, da trotz Kleinheit dieses Gebietes das Wetter hier regional wie jahreszeitlich sehr unterschiedlich ist. Diese Aktivität deutet auf hohe energetische Umsetzungen hin.

Die Unterschiedlichkeit des Wetters rührt entweder daher, daß die Westwinddrift maritime Luftmassen vom Atlantischen Ozean ins Untersuchungsgebiet hineintransportiert oder daß das über Rußland liegende Hochdruckgebiet bis Skandinavien vordringt. Durch die beiden Erscheinungen erfolgt besonders im Winter über der Ostsee ein kräftiger Luftmassenaustausch. Ausgesprochene Ostwetterlagen, verbunden mit trockenen - im Winter kalten, im Sommer warmen - Ostwinden werden abgelöst von Westwetterlagen, die in das Gebiet der Ostsee feuchte, milde Luftmassen transportieren.

Das abwechslungsreiche Wetter wird außerdem durch die Orographie beeinflusst. Während der südliche Teil des Untersuchungsgebietes kaum Erhebungen aufweist (Norddeutsche Tiefebene), wird im nördlichen Teil das Wetter durch den Norwegischen Gebirgsrücken, den stark gegliederten Küstenverlauf, wie auch durch den Grad der Vereisung des Meeres bestimmt. Außerdem reichen Teile dieser Region in das Gebiet der Polaren Nacht hinein. Eine ausführliche Diskussion der Klimatologie dieses Gebietes ist bereits erstellt worden (Fr. DEFANT, 1972).

#### b. Energiehaushalt

Bei der Untersuchung des Energiehaushalts beschränkt man sich häufig auf Darstellungen zonaler Mittel der einzelnen Energiegrößen (St. L. HASTENRATH, 1968; A.H. OORT und E.M. RASMUSSEN, 1971). Dieser Weg soll hier nicht beschritten werden, da eine räumlich differenzierende Darstellung des Energiehaushalts angestrebt wird. Um die zeitliche Veränderlichkeit der Flüsse der potentiellen, sensiblen und latenten Energie mathematisch besser beschreiben zu können,

unterscheidet man zwischen zeitlich gemittelten und zeitlich turbulenten Beiträgen. Letztere zeigen den Einfluß der wandernden Wellen, also der täglichen meteorologischen Störungen, die über das Untersuchungsgebiet hinwegwandern, während erstere den Beitrag der stehenden Wellen am Energiehaushalt erkennen lassen.

Als Datenmaterial stehen für die Untersuchung Radiosondendaten von Stationen rund um die Ostsee (Abb. 1) für den Zeitraum September 1963 bis Dezember 1970 zur Verfügung. Um das gesteckte Ziel erreichen zu können, ist eine möglichst dichte vertikale Auflösung der Daten, ihre vollständige Präsenz vom Boden bis in 20 km Höhe und langzeitliche Meßserien zu fordern.

Die vorliegenden Daten ermöglichen entsprechend der genannten Kriterien die Bestimmung der Anteile der Strahlung und der Vergenz der potentiellen und sensiblen Energie am Gesamthaushalt. Die Vergenz des Feuchteflusses jedoch stellt eine sehr empfindlich reagierende Größe dar. Die größten energetischen Umsetzungen bezüglich der Feuchte erfolgen zwischen dem Boden und etwa 3 km Höhe. Dort besitzt das Datenmaterial sehr große Lücken, so daß die direkte Bestimmung dieses Termes nicht möglich ist. Während die Diskussion der Vergenz des Feuchteflusses im Rahmen einer gesonderten Untersuchung (Abschnitt c) erfolgt, soll auf die Bedeutung der einzelnen in der Einleitung genannten Energiegrößen nun eingegangen und erste Ergebnisse präsentiert werden.

Der Motor der atmosphärischen Zirkulation ist die von der Sonne ausgehende kurzwellige Strahlung. Sie wird beim Passieren der Atmosphäre zum Teil vom Wasserdampf oder Kohlendioxid absorbiert und langwellig emittiert, an Hindernissen unterschiedlichster Größenordnungen (von der Wolke bis zum Aerosol) reflektiert oder vom Untergrund absorbiert und langwellig wieder ausgestrahlt. Die Summe dieser auf- und abwärts gerichteten Strahlungsströme nennt man den *Nettostrahlungsstrom*, dessen vertikale Änderung eine Erwärmung bzw. Abkühlung der

Atmosphäre und damit eine Änderung der Enthalpie bewirkt.

Die Berechnung der vertikalen Vergenz des Nettostrahlungsstromes wurde von H.D. BEHR und Fr. DEFANT (1972) eingehend geschildert. Für die dort durchgeführten Untersuchungen erfolgte die Berechnung ohne Berücksichtigung der Wolken. Da zu erwarten ist, daß die Bewölkung im Untersuchungsgebiet von Bedeutung ist, wurde sie mit berücksichtigt. Die Bewölkungsdaten für dieses Gebiet stellte freundlicherweise H. MALBERG vom Institut für Meteorologie der F.U. Berlin zur Verfügung. Die Werte für die Bodenalbedo (Eis, Wasser, Schnee, Sand) wurden K. Ya. KONDRATYEV (1969) entnommen.

Abb. 2 zeigt für den Monat Januar die über den Zeitraum 1964 bis 1970 gemittelte Vergenz des Nettostrahlungsstromes. Sie ist im gesamten Gebiet negativ. Das bedeutet, daß die Atmosphäre durch Ausstrahlung Energie verliert. Die geringsten Strahlungsverluste treten über dem Wasser wegen der relativ hohen Temperaturen des Untergrundes auf. Besonders im Gebiet der Bottensee und Bottenwik und des Europäischen Eismeer, das durch den Golfstrom erwärmt wird, ist dies zu beobachten. Die Norddeutsche Tiefebene weist dagegen hohe Strahlungsverluste auf.

Die statistischen Druckverhältnisse innerhalb der Atmosphäre stellen eine Energieform dar, nämlich die *potentielle Energie* (*Geopotential*). Hiermit lassen sich die unterschiedlichen täglichen Druckverhältnisse beschreiben, die z.B. am Boden in den bekannten Hoch- und Tiefdruckgebieten erkenntlich sind. Von Bedeutung für den Energiehaushalt ist die Vergenz des Flusses des Geopotentials, denn sie beschreibt die Zufuhr bzw. den Abtransport dieser Energieform durch die Wanderung der einzelnen Druckgebilde.

Die *sensible Energie* (*Enthalpie*) ist ein energetisches Maß für die Erwärmung der Atmosphäre. Die Vergenz des Flusses der Enthalpie beschreibt die Zufuhr bzw. den Abtransport von Luftmassen mit unterschiedlicher sensibler Energie.

Die horizontalen Flüsse von potentieller und sensibler Energie lassen sich ohne Schwierigkeiten berechnen, ihre räumliche Vergenz dagegen nicht. Sie läßt sich nicht mit Hilfe räumlicher Differenzen berechnen, da die Stationen unregelmäßig verteilt sind. Deshalb muß man andere mathematische Verfahren anwenden. In dieser Untersuchung wurde die Vergenz mit Hilfe des Gauß'schen Satzes berechnet. Auf die sich dabei ergebenden Probleme soll hier nicht eingegangen werden. Erste Ergebnisse dieser Rechnungen für den gleichen Zeitraum wie bei Abb. 2 zeigen, daß die von der mittleren Zirkulation und den stehenden Wellen akkumulierte Energie von den wandernden Wellen wieder forttransportiert wird.

*Der Energieaustausch zwischen Untergrund und Atmosphäre* wird maßgeblich getragen vom vertikalen Fluß von sensibler Energie. Dieser ist stark abhängig vom Unterschied zwischen Luft- und Wassertemperaturen und der Windstärke. Er ist dabei stets so gerichtet, daß er vom wärmeren zum kälteren Medium verläuft.

Eine weitere Erwärmung der Atmosphäre erfolgt bei der Kondensation von Wasserdampf.

Der vertikale turbulente Fluß sensibler Wärme wurde auf verschiedenen Wegen bestimmt. Für die Landstationen hat D. HENNING (1970) durch Förderung der DFG im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) diese Größen berechnet. Für die Meeresgebiete standen dem Verfasser Karten der mittleren Wassertemperaturen von G. BÖHNECKE und G. DIETRICH (1951) und der mittleren Lufttemperaturen von Fr. DEFANT (1972) zur Verfügung. Mit Hilfe von Austauschformeln wurden die gewünschten Größen berechnet. Das Ergebnis für den Januar zeigt die Abb. 3.

Da im Januar das Wasser wärmer ist als die darüber lagernde Luft, ist hier der Wärme fluß aufwärts gerichtet. Über dem Festland dagegen abwärts. Der stärkste aufwärts gerichtete Fluß läßt sich im Gebiet der Bottenwik wegen der sehr niedrigen Lufttemperaturen beobachten, während der stärkste abwärts

gerichtete Fluß im norwegischen Zentralgebirge wegen der geringen Bodentemperaturen auftritt.

Die Beiträge für den Niederschlag wurden der oben genannten Arbeit von D. HENNING (1970) und F. STEINHAUSER (1970) entnommen.

Es ist geplant, diese Berechnungen auf alle Monate des Jahres auszudehnen und für einzelne ausgewählte Regionen zusammenzufassen. Die Gesamtschau der Ergebnisse wird dann einen guten Einblick in die energetischen Verhältnisse des atmosphärischen Raumes über der Ostsee vermitteln.

#### c. Die Vergenz des Feuchteflusses

Unter der Schirmherrschaft der UNESCO wurde die Internationale Hydrologische Dekade (IHD) eingerichtet, um die globalen Wasservorräte abzuschätzen. Im Rahmen der wissenschaftlichen Zielsetzung der IHD haben sich die Anrainerstaaten der Ostsee zu einer Arbeitsgruppe zusammengeschlossen, um den Wasserhaushalt dieser Region im Detail zu bestimmen. Die Wasserbilanz der Ostsee wird neben der Süßwasserzufuhr durch die Flüsse und den Ein- und Ausstrom durch die Beltsee ebenfalls durch die Verdunstungs- und Niederschlagsraten beeinflusst. Sie weisen Werte bis zu 700 mm/Jahr auf und sind am Gesamthaushalt der Ostsee bis zu 15 % beteiligt (W. BROGMUS, 1952). Das Ziel dieser Untersuchung liegt darin, Werte für die Differenz von Verdunstung und Niederschlag der Arbeitsgruppe der Ostseeanliegerstaaten zur Verfügung zu stellen.

Da das vorrätige Datenmaterial klimatologische Haushaltsrechnungen des Wasserdampfes nicht ermöglichten, soll die Differenz aus Verdunstung und Niederschlag (V-N) während eines einzelnen Jahresablaufes eingehend untersucht werden. Wesentlichen Einfluß gewinnt bei dieser Betrachtungsweise die synoptische Entwicklung des Wettergeschehens im gesamten Einzugsbereich der Ostsee. Da die Berechnungen der Verdunstung mittels empirischer Funktionen oder die Messung des Niederschlags über Land und besonders über See mit

vielen Problemen behaftet sind, soll die Größe (V-N) aus der atmosphärischen Wasserdampfbilanz ermittelt werden. In dieser Bilanzgleichung tritt die geforderte Differenz von Verdunstung und Niederschlag als Vergenz des Feuchteflusses explizit auf und kann als Residuum ermittelt werden. Diese aerologische Beziehung ist bereits angewendet worden und hat zu befriedigenden Ergebnissen geführt (A. VÄISÄNEN, 1962; E. PALMÉN und D. SÖDERMANN, 1966).

Als Grundlage für die Berechnungen liefern die Messungen der ca. 50 Radiosondenstationen (Abb. 1) die erforderlichen Daten wie Druck, Temperatur, Feuchte, Richtung und Stärke des Windes in möglichst großer vertikale Auflösung. Die Sondentelegramme werden direkt aus dem meteorologischen Fernschreibnetz entnommen und entschlüsselt. Auftretende Lücken sollen - sofern gemessen wurde - durch die einzelnen Wetterdienste der Ostseeanrainerstaaten direkt aufgefüllt werden. Die Vollständigkeit der Daten und die Verwendung einer möglichst großen Anzahl markanter Aufstiegswerte ermöglichen eine gesicherte Bestimmung der Feuchtetransporte. Besonders die Vergenzberechnungen des Feuchtetransports, die eine Aussage auch über die flächenhafte Verteilung der Größe (V-N) ermöglichen, hängen sehr empfindlich von der Feinstruktur der meteorologischen Elemente in den unteren 3 km ab.

Für die Zeit vom September 1973 bis August 1974 laufen die Arbeiten an der Datenaufbereitung und Vorbereitung der Auswertung. Ziel der Untersuchung wird es sein, durch die Angabe von Daten für Verdunstung und Niederschlag einen deutschen Beitrag zu den Wasserhaushaltsberechnungen der IHD-Arbeitsgruppe der Ostseeanliegerstaaten zu liefern.

## LITERATUR

- Behr, H.D. und Fr. Defant, 1972, Untersuchungen zur Aerologie und zum Wärmehaushalt der Atmosphäre über dem westlichen Arabischen Meer während der Nord-Ost-Monsun-Periode. Meteor-Forschungsergeb. (B) 8, 1-30, Berlin-Stuttgart
- Böhnecke, G. und G. Dietrich, 1951, Monatskarten der Oberflächen-temperatur für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Dt. Hydrogr. Inst. - Hamburg, Nr. 2336
- Brogmus, W., 1952, Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. Kieler Meeresforsch. 9, 1
- Defant, Fr., 1972, Klima und Wetter der Ostsee, Kieler Meeresforsch. 28, 1-30
- Henning, D., 1970, Comparative heat balance calculations. First results of a global investigation, In: Int. Ass. Sci. Hydrol., Proc. Reading Symp. July 1970. World Water Balance, 80-87 and 361-376
- Hastenrath, St.L., 1968, A study of the atmospheric energy budget between Equator and 60° North during winter and summer seasons. Beitr. Phys. Atmosph. 41, 157-183
- Kondratyev, K.Ya., 1969, Radiation in the atmosphere. Int. Geophys. Ser. 12, Acad. Press, New York and London
- Oort, A.H. and E.M. Rasmusson, 1971, Atmospheric circulation statistics. NOAA Prof. Pap. 5, U.S. Dep. Commerce, 1-324
- Palmén, E. and D. Södermann, 1966, Computation of the evaporation from the Baltic Sea from the flux of water-vapor in the atmosphere. Geophysica 8, 4, 261-279
- Steinhauser, F., 1970, Atlas climatique de l'Europe 1, Cartes des Valeurs moyennes de la température et précipitations OMM/WMO Genève
- Väisänen, A., 1962, Computation of the evaporation over Finland during a rainless period based on the divergence of the water-vapor flux. Geophysica 8, 2, 159-165





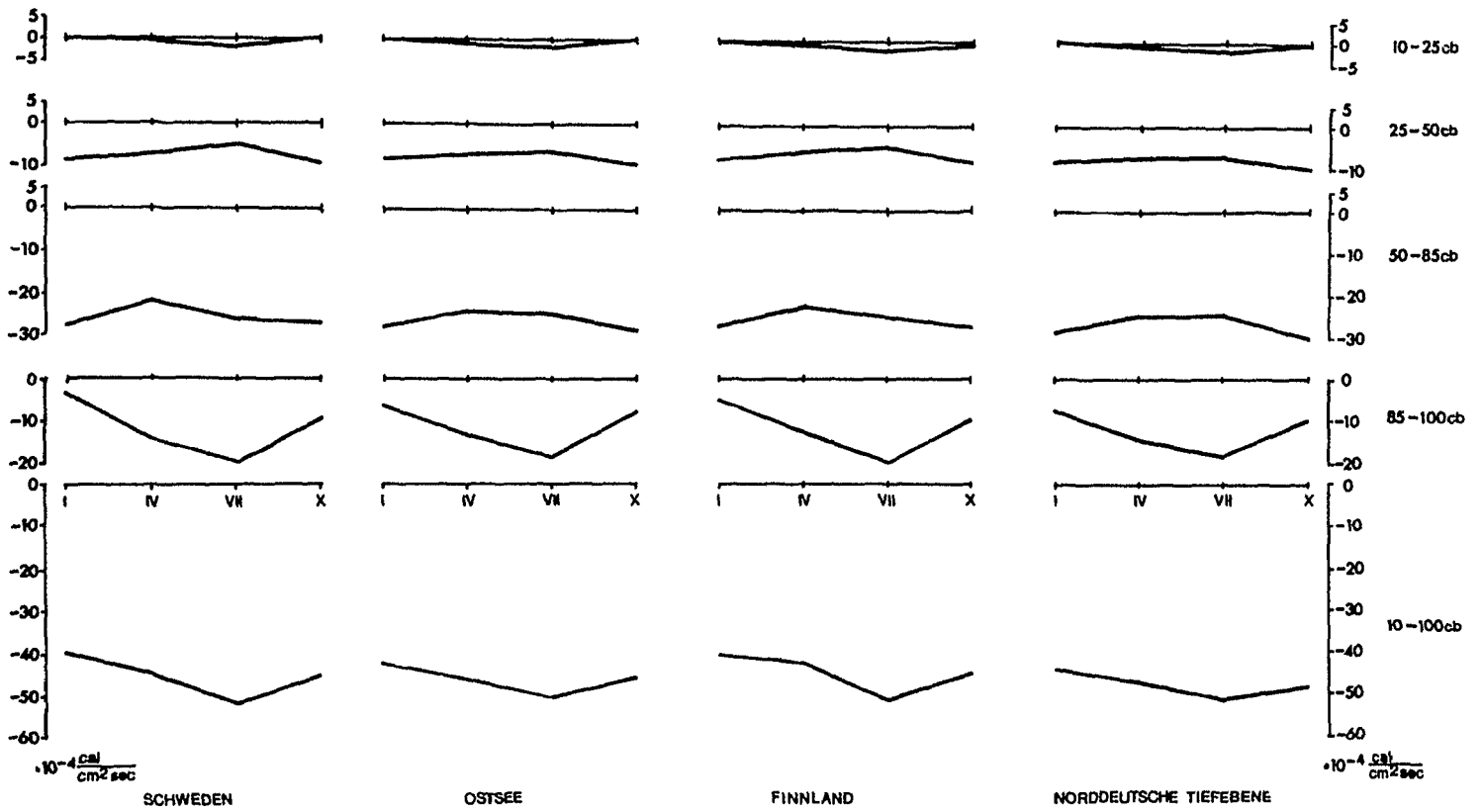


Abb. 2 Jahresgang und vertikale Änderung der Vergenz des Nettostrahlungsstromes in verschiedenen Gebieten des Ostseeraumes

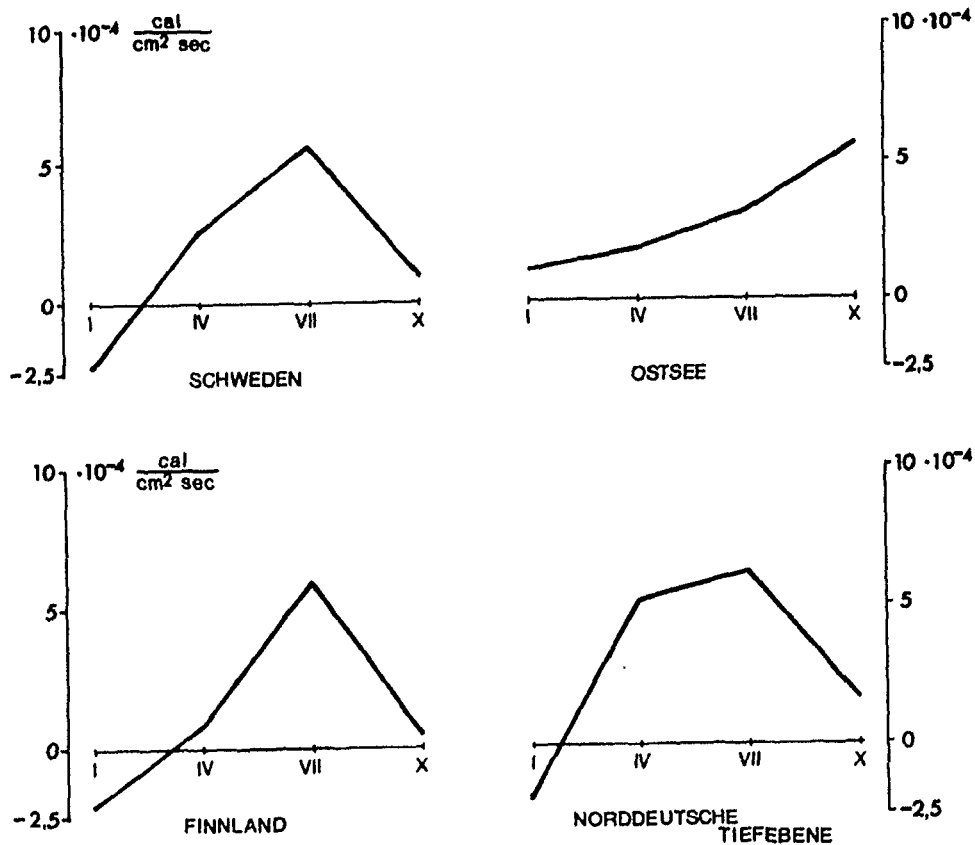


Abb. 3 Jahresgang des vertikalen turbulenten Flusses sensibler Wärme in verschiedenen Gebieten des Ostseeraumes

#### 4.6. DIAGNOSE METEOROLOGISCHER PHÄNOMENE MIT HILFE ENERGETISCHER UNTERSUCHUNGEN

(K. ARPE, Kiel)

- a) Einführung
- b) Ausgangsdaten für energetische Untersuchungen  
spezieller synoptischer Situationen
- c) Energetik der plötzlichen stratosphärischen Erwärmung 1967/68
  - c.1) Beobachtungsergebnisse
  - c.2) Energetische Untersuchungen
- d) Energetische Untersuchungen einer Sommerperiode mit  
einer starken Variation im Zirkulationsverhalten
- e) Typische Unterschiede in der geographischen und  
vertikalen Verteilung der energetischen Prozesse
  - e.1) Der Transfer zwischen zonaler und turbulenter  
kinetischer Energie
  - e.2) Die Umsetzung zwischen turbulenter und verfügbarer  
potentieller Energie und turbulenter  
kinetischer Energie
  - e.3) Der Energieaustausch zwischen Tropo- und Stratosphäre

##### a. Einführung

Um über die Beschreibung der Massen- und Geschwindigkeitsfelder der Atmosphäre hinaus eine Diagnose meteorologischer Phänomene zu ermöglichen, werden von vielen Autoren Bilanzbetrachtungen verschiedener Energiearten durchgeführt. Eine der wichtigsten Energiearten für die Zirkulation der Atmosphäre ist die kinetische Energie, von der zwei Anteile unterschieden werden.

- 1.) Der Anteil der kinetischen Energie, der durch die zonal gemittelte Zirkulation hervorgerufen wird. Er wird meistens als zonale kinetische Energie KZ bezeichnet und besteht hauptsächlich aus dem Quadrat des zonal gemittelten zonalen Windes.
- 2.) Der Anteil, der durch die vom zonalen Mittelwert abweichenden Windgeschwindigkeitskomponenten hervorgerufen wird. Er wird meistens als turbulente kinetische Energie KE bezeichnet.

Die kinetische Energie eines bestimmten Luftvolumens kann sich auf Grund von drei physikalischen Vorgängen ändern:

- 1.) Sind schwere und leichte Luftmassen nebeneinander gelagert, so kann durch Heben leichter und durch Senken schwerer Luft kinetische Energie erzeugt werden. Es wird dabei potentielle Energie in kinetische Energie umgesetzt. Da sich die Energieinhalte der Atmosphäre bei der kinetischen und bei der potentiellen Energie um Größenordnungen unterscheiden und damit ein Vergleich beider Energieinhalte sehr unbequem und wegen Meßgenauigkeiten zum Teil auch unmöglich ist, arbeitet man vorzugsweise mit der verfügbaren potentiellen Energie. Dieses ist der maximale Anteil der potentiellen und inneren Energie, der durch Umlagerungen von Luftmassen in kinetische Energie umgesetzt werden kann. Auch bei der verfügbaren potentiellen Energie unterscheidet man zwischen einem turbulenten und einem zonalen Anteil, die symbolisch AE und AZ geschrieben werden.
- 2.) Energie kann über die Begrenzungen des betrachteten Volumens herein-oder hinausströmen. Die Divergenz dieses Flusses stellt dann eine Quelle oder Senke für die betrachtete Energiegröße dar. Der für die turbulente kinetische Energie wichtigste Energietransport ist der Fluß von mechanischer Wellenenergie (geopotential flux). Er besteht aus der Korrelation zwischen den Schwankungen des Luftdruckes bzw. des Geopotentials und den Schwankungen der Windkomponenten. Wenn Luft bei hohem Druck aufsteigt oder bei tiefem Druck absinkt, so wird Energie aufwärtstransportiert.

- 3.) Bei der kinetischen Energie treten immer Verluste durch Reibung der Luft am Erdboden oder einzelner Luftpakete mit unterschiedlicher Geschwindigkeit untereinander auf.

Teilt man die kinetische Energie in ihren zonalen und turbulenten Anteil auf, so ergeben sich noch Wechselwirkungen zwischen diesen beiden Anteilen, die als Transfer bezeichnet werden.

Bei der verfügbaren potentiellen Energie sind folgende Prozesse wichtig:

- 1.) Es können, wie schon erwähnt, Wechselbeziehungen zur kinetischen Energie auftreten.
- 2.) Energie kann über die Grenzen des betrachteten Volumens transportiert werden.
- 3.) Durch Abkühlung kalter Luftmassen oder Erwärmung warmer Luftmassen durch Strahlung oder Kondensation bzw. Verdampfung von Wasser (nicht-adiabatische Erwärmung) werden Temperaturgegensätze erhöht und damit verfügbare potentielle Energie erzeugt. Eine Vernichtung von verfügbarer potentieller Energie durch nicht-adiabatische Erwärmung ist auch möglich.
- 4.) Bei Aufteilung in einen zonalen und einen turbulenten Anteil ergeben sich auch Wechselbeziehungen zwischen ihnen.

Um alle möglichen Wechselbeziehungen noch einmal schematisch aufzuzeigen, wird in Abb. 1 ein Energieflußdiagramm für einen mittleren Integralwert über die gesamte Atmosphäre dargestellt.

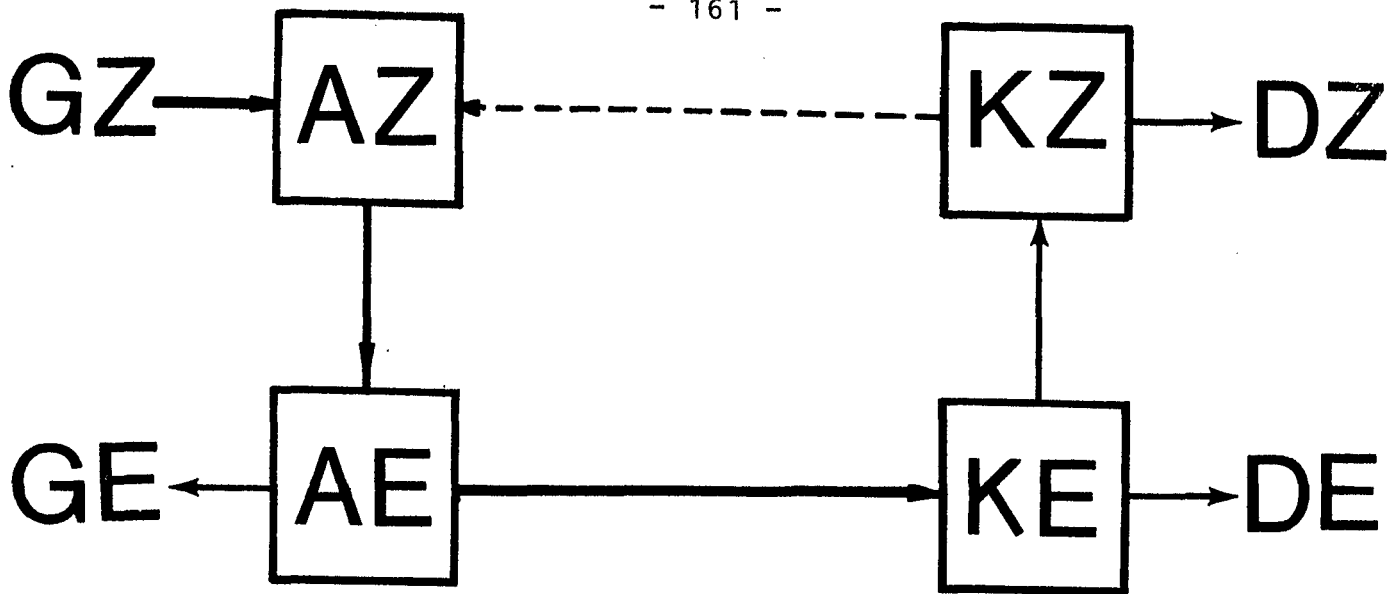


Abb. 1: Schematisches Energieflußdiagramm

Die einzelnen Symbole haben dabei folgende Bedeutung:

AZ, AE zonale und turbulente verfügbare potentielle Energie

KZ, KE zonale und turbulente kinetische Energie

GZ, GE zonaler und turbulenter Anteil der Erzeugung bzw. Vernichtung von verfügbarer potentieller Energie durch nicht-adiabatische Erwärmung

DZ, DE zonaler und turbulenter Anteil der Vernichtung von kinetischer Energie durch Reibung.

Die Pfeilspitzen zeigen an, in welcher Richtung im Mittel die Energieumwandlungen erfolgen. Die Pfeildicken geben die Bedeutung der einzelnen energetischen Prozesse wieder.

Der Energiezyklus erfolgt in der folgenden Weise: Durch die unterschiedliche Erwärmung der Erde durch die Sonne werden die äquatorialen Gebiete aufgeheizt und die polaren Gebiete abgekühlt. Durch diesen Prozeß, hier durch GZ symbolisiert, wird zonale verfügbare potentielle Energie erzeugt. Diese wird in turbulente verfügbare potentielle Energie transferiert. Ein kleiner Teil hiervon geht durch nicht-adiabatische Erwärmung oder Abkühlung (GE) wieder verloren, der Hauptteil wird aber in turbulente kinetische Energie umgesetzt. Der dabei wirksame Prozeß ist das Absinken kalter Luft und das Heben warmer Luft. Ein Teil dieser Energie geht durch Reibungseinflüsse (DE) verloren und ein anderer Teil wird in zonale kinetische Energie transferiert und hält damit die mittlere Westwindzirkulation aufrecht. Auch bei der zonalen kinetischen Energie wird durch Reibung (DZ) Energie vernichtet. Das Zusammenwirken mit der zonalen verfügbaren potentiellen Energie ist gering und daher auch schwer zu berechnen.

Dieser Energiezyklus ist im Prinzip seit mehreren Jahren bekannt und weitere Arbeiten auf diesem Gebiet haben als Ziel, die Genauigkeit der Zahlenwerte zu erhöhen, einen Jahresgang dieser Größen zu ermitteln (siehe hierzu P. SPETH, Aufsatz 4.3.) und geographische oder vertikale Besonderheiten in der Verteilung der einzelnen Prozesse zu bestimmen (siehe hierzu Abschnitt e). Diese Zahlen werden bei Simulationsmodellen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation dazu gebraucht, um festzustellen, welche energetischen Prozesse mit den Modellgleichungen erfaßt werden müssen, und um objektive Vergleichszahlen zwischen der wahren und der Modellatmosphäre zu erhalten. Eine weitere Anwendung energetischer Berechnungen besteht in der Untersuchung einzelner markanter atmosphärischer Erscheinungen, wie z.B. der plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen, großer Sturmfluten oder markanter Schwankungen im Zirkulationsverhalten, um solche Phänomene erklären zu helfen. Dabei ist im allgemeinen eine detaillierte räumliche und zeitliche Aufschlüsselung der einzelnen energetischen Größen notwendig, dafür kann aber häufig auf eine vollständige Berechnung des Energiezyklusses verzichtet werden. Im folgenden sollen einige Ergebnisse solcher energetischer Untersuchungen spezieller synoptischer Situationen beschrieben werden.

b. Ausgangsdaten für energetische Untersuchungen spezieller synoptischer Situationen

Das Hauptproblem besteht zunächst in der Erstellung von möglichst genauen hemisphärischen oder globalen Feldern der Temperatur, der geopotentiellen Höhe bzw. des Luftdruckes, der horizontalen und vertikalen Windkomponenten. Felder der Temperatur und der geopotentiellen Höhe auf Standardniveaus kann man aus den täglichen Routineanalysen der Wetterdienste erhalten, das zugehörige Windfeld muß dann aber mit Hilfe des Impulserhaltungssatzes, des Massenerhaltungssatzes oder des ersten Hauptsatzes der Wärmelehre berechnet werden. Da die exakte Anwendung dieser Gleichungen im allgemeinen nicht möglich ist, müssen Annahmen, z.B. über die Reibungsvernich-

tung, und Vernachlässigungen, z.B. der nicht-adiabatischen Erwärmung, vorgenommen werden, die sich nach dem jeweils gestellten Problem richten. Bei den folgenden Studien wurde die Berechnung des Windfeldes einschließlich der vertikalen Windkomponenten mit der folgenden Methode durchgeführt: Es wurden die ersten beiden Bewegungsgleichungen (horizontaler Impulserhaltungssatz) und der erste Hauptsatz der Wärmelehre benutzt. Durch drei wesentliche Vernachlässigungen konnte die Rechnung vereinfacht werden:

- 1.) Die Gleichungen werden nach der Methode der Störungsrechnung linearisiert, wobei zweite und höhere Ordnungen vernachlässigt wurden.
- 2.) In der thermodynamischen Gleichung bleiben nicht-adiabatische Erwärmungen unberücksichtigt.
- 3.) Reibungskräfte werden durch eine horizontale Diffusion des Impulses mit konstantem Diffusionskoeffizienten approximiert. Bei den vorliegenden Untersuchungen konnte die vertikale Diffusion vernachlässigt werden, weil die planetarische Grenzschicht nicht mit bearbeitet wurde.

Außerdem erwies es sich als notwendig, die Ausgangsfelder zu glätten, was dadurch erreicht wurde, daß die Felder in zonalen Fourierreihen mit einer maximalen Wellenzahl 8 oder 12 entwickelt wurden. Die Berechnung der energetischen Größen erfolgte im Wellenzahlenbereich (eine andere Methode zum Erreichen der Ausgangsdaten wird bei J. LANGE, s. Aufsatz 1.5., beschrieben). In den folgenden beiden Abschnitten werden Beispiele aus energetischen Untersuchungen spezieller synoptischer Situationen wiedergegeben. Anschließend werden noch einige typische geographische und vertikale Unterschiede in der Verteilung der energetischen Prozesse beschrieben. Sie wurden zum Teil bereits von K. ARPE und Fr. DEFANT (1973) und von K. ARPE (1974) in ausführlicher Form beschrieben und die Ergebnisse der plötzlichen stratosphärischen Erwärmung sollen demnächst veröffentlicht werden.

c. Energetik der plötzlichen stratosphärischen Erwärmung  
1967/68

c.1) Beobachtungsergebnisse

Die plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen werden in den täglichen Analysen, besonders der 10 mb-Fläche und höher dadurch deutlich, daß zunächst einige Warmluftinseln entstehen. Danach wird der Polarnachtjet instabil und aus der zonal ausgerichteten Strömung entsteht eine mäandrierende Zirkulationsform. Dabei ergeben sich in polaren Gebieten Temperaturzunahmen von  $40^{\circ}\text{C}$  innerhalb weniger Tage im 10 mb-Niveau.

Um diese Änderungen in der Temperaturverteilung und im Zirkulationsverhalten deutlich zu machen, werden zunächst einige synoptische Analysen des 10 mb-Niveaus in der Abb. 2 gezeigt. Es handelt sich um Auszüge aus den Berliner Wetterkarten, aus denen auch die bearbeiteten Daten stammen. Im obersten Teil wird die Verteilung der geopotentiellen Höhe und der Temperatur für den 13. Dez. 1967 dargestellt. Diese Verteilung ist für den November und Anfang Dezember typisch. Das Zentrum des Wirbels liegt nahe dem Nordpol und fällt annähernd mit dem Kältezentrum zusammen. Die bevorstehende Erwärmung deutet sich aber schon durch zwei Inseln mit höheren Temperaturen über dem westlichen Pazifik und dem östlichen Atlantik an. Diese beiden Inseln werden sich verstärken, in Richtung Europa wandern und für die stratosphärische Erwärmung von entscheidender Bedeutung werden. Die mittleren Bilder zeigen die Verteilungen vom 28. Dez. 1967, einem Tag bevor der Zusammenbruch des Polarnachtjets deutlich wird. Der Tiefdruckkern liegt noch nahe am Nordpol und hat sich gegenüber dem 13. Dez. vertieft. Da zusätzlich das subtropische Hochdruckgebiet weiter nach Norden vorgestoßen ist, entsteht ein sehr eng gebündelter Polarnachtjet. Die Temperaturverteilung weist große Abweichungen gegenüber dem 13. Dez. auf. Das Kältezentrum ist nach Westalaska verschoben und die beiden Warmluftinseln haben sich so sehr verstärkt und ausgedehnt, daß sich ein breiter Warmluftgürtel von Amerika über Europa bis Japan ausbreitet. Über der



Hudsonbay ist eine neue Warmluftinsel mit Temperaturen von  $-10^{\circ}\text{C}$  entstanden. Die weitere Entwicklung erkennt man im untersten Teil der Abb. 2, der die Verteilung vom 2. Jan. 1968 wiedergibt. Das Kältezentrum ist noch weiter nach Süden verdrängt worden und bis zum Nordpol herrschen hohe Temperaturen vor. Die Isohypsen-Verteilung hat sich während der 5 Tage vollkommen verändert. Der Polar-nachtjet ist in zwei eigenständige Wirbel zerfallen.

Die Abb. 3 zeigt noch einmal die zeitlichen Veränderungen des synoptischen Geschehens. Es werden zonale Mittelwerte der Temperatur, des zonalen Windes und der turbulenten kinetischen Energie in Zeit-Breitendiagrammen gezeigt. Die beiden Bilder der Temperatur und des zonalen Windes gelten für das 10 mb-Niveau und die turbulente kinetische Energie stellt ein Vertikalintegral über die Flächen 50, 30 und 10 mb dar. Hier ist nur der Anteil berücksichtigt, der durch die langen Wellen mit den Wellenzahlen 1 bis 4 hervorgerufen wird, weil höhere Wellenzahlen für die Stratosphäre ohne Bedeutung sind.

Zunächst soll die Temperaturverteilung betrachtet werden. Man erkennt bis zur ersten Hälfte des Dezembers annähernd horizontale Linien, d.h. eine Konstanz der Temperatur. Vom 13. Dez. bis zum 18. Dez. ergibt sich eine leichte Temperaturzunahme zwischen  $30^{\circ}$  und  $40^{\circ}\text{N}$ . Sie hängt mit der Entstehung der Warmluftinseln über den Azoren und über dem Pazifik zusammen. Diese Tendenz der Temperaturzunahme setzt sich nach Norden fort, verstärkt sich dabei und ist zwischen dem 19. und 21. Dezember mit einer Temperaturzunahme von  $10^{\circ}\text{C}$  innerhalb von 2 Tagen gut zu erkennen. Am 23. Dezember entsteht bei  $50^{\circ}\text{N}$  eine neue Erwärmungswelle, die zwischen dem 28. Dezember und dem 1. Januar zu der abschließenden Erwärmung in den polaren Gebieten mit einer Zunahme von  $50^{\circ}\text{C}$  innerhalb von 4 Tagen führt. Gleichzeitig mit der Temperaturzunahme in den polaren Gebieten findet eine Abnahme in südlicheren Breiten statt. Der gesamte Zeitraum zwischen dem 13. Dez. und dem 1. Jan. wird später als Erwärmungsperiode bezeichnet werden.

Der mittlere zonale Wind in Abb. 3b zeigt vorwiegende Westwinde mit dem Maximum zwischen  $60^{\circ}$  und  $70^{\circ}\text{N}$ , die bis Mitte Dezember auf 40 bis 50 m/sec zunehmen. Am 29. Dezember erfolgt dann eine fast un stetige Abnahme des Windes. Dieser Zeitpunkt wird als Zusammenbruch des Polarnachtjets (breakdown) bezeichnet.

In demselben Zeitraum findet man in Abb. 3c eine kräftige Zunahme der turbulenten kinetischen Energie.

Die Fragestellung für die Untersuchung dieses Phänomens lautet: Was verursacht die Erwärmung und den Zusammenbruch des Polarnachtjets und wie kann das Eintreffen der Erwärmung vorhergesagt werden. Mit Hilfe der energetischen Untersuchungen kann die Anzahl der Möglichkeiten für die Ursache des Zusammenbruchs des Polarnachtjets verringert werden, wie im folgenden Abschnitt gezeigt werden soll. Dadurch wird es leichter, gezielte weitere Untersuchungen vorzunehmen.

#### c.2) Energetische Untersuchungen

Um das vorangestellte Ziel zu erreichen, wurden alle in Abb. 1 aufgezeigten Energiegrößen und deren Quellen und Senken berechnet oder abgeschätzt. Es wurde die stratosphärische Schicht zwischen 50 mb und 10 mb gesondert bearbeitet, so daß auch die Energieflüsse über die Begrenzungen des betrachteten Volumens als zusätzliche Quellen oder Senken mit berücksichtigt werden mußten. Dabei ergaben sich drei prinzipiell unterschiedliche Zeitperioden, die auch schon in Abb. 3 angedeutet wurden. Die Zeit vor dem 5. Dez. kann als normale Winterszeit ohne Erwärmungseinflüsse bezeichnet werden, deren energetische Prozesse in Abb. 4a wiedergegeben sind. Die energetischen Größen werden bei E. KLINKER (Abschnitt 3.3.) noch eingehend wiedergegeben. Die Zeit zwischen dem 20. Dezember und dem 30. Dezember ist typisch für eine Erwärmungsperiode. Ihre Energetik zeigt die Abb. 4b. Die Zwischenzeit kann energetisch zu keiner der beiden Zeitperioden gezählt werden, weil sich die Erwärmung erst langsam von oben nach unten durchsetzt. Die Zeit nach

dem Zusammenbruch des Polarnachtjets weist wieder andere Verhältnisse auf, die hier aber nicht dargestellt sind.

Aus der Abb. 4a kann man folgendes erkennen: Vor der Erwärmung wird laufend Energie aus der Troposphäre in die Stratosphäre durch den Fluß von mechanischer Wellenenergie (geopotential flux) transportiert und stellt dort eine Quelle für die turbulente kinetische Energie KE dar  $(\frac{\partial}{\partial p} \overline{\phi' \omega'})$ . Diese Energie wird weiter in zonale kinetische Energie KZ transferiert. Ein Teil dieser Energie wird als zonale kinetische Energie gespeichert. Diese Speicherung wird in Abb. 4a durch ein "Pluszeichen" symbolisiert, und in Abb. 3b äußert sie sich durch eine Zunahme des zonalen Windes. Ein anderer Teil wird in zonale verfügbare potentielle Energie AZ umgesetzt. Dieser Pfeil wurde gestrichelt gezeichnet, weil diese Umsetzung nur abgeschätzt werden konnte. Eine weitere Quelle für die zonale verfügbare potentielle Energie stellt sicherlich die Verstärkung des Temperaturgegensatzes zwischen Nordpol und Äquator durch Strahlung dar. Es ist eine Zunahme der zonalen verfügbaren potentiellen Energie festzustellen, die sich in Abb. 3a in einer Abnahme der Temperatur in Polnähe äußert. Dann geht der Energiezyklus weiter über die turbulente verfügbare potentielle Energie AE in die turbulente kinetische Energie KE.

Die Zunahme der beiden zonalen Energiearten ist durch das Pluszeichen in den beiden Kästchen gekennzeichnet. Durch diese Anreicherung der Stratosphäre mit Energie wird die Zirkulation instabil. Diese Instabilität wird am Energiezyklus für die Zeit der Erwärmung in Abb. 4b deutlich. Der Transfer zwischen der turbulenten und der zonalen kinetischen Energie kehrt sein Vorzeichen um, das bedeutet eine barotrope Instabilität des Polarjets. Gleichzeitig verstärkt sich die Umsetzung zwischen der verfügbaren potentiellen Energie und der turbulenten kinetischen Energie auf etwa dreifache Werte, das bedeutet eine barokline Instabilität. Für beide Instabilitäten gibt es Kriterien, die erfüllt sein müssen, um eine der beiden Instabilitäten herbeizu-

führen. Als Maß wird entweder die Stärke des horizontalen oder des vertikalen Gradienten des zonalen Windes genommen. Es zeigt sich aber, daß beide Kriterien in diesem Fall nicht erfüllt werden. Da die Energiebetrachtungen aber barokline und barotrope Instabilität erkennen lassen, muß es ein anderes Kriterium geben, das bei der Kombination beider Kriterien geringere kritische Werte zuläßt. Ein solches Kriterium muß gesucht werden, um bei der Vorhersage einer plötzlichen stratosphärischen Erwärmung zu helfen.

Weiterhin ist an Abb. 4b zu erkennen, daß die Energiemengen, die von der zonalen kinetischen Energie und von der verfügbaren potentiellen Energie kommen, teilweise zur Vermehrung der turbulenten kinetischen Energie dienen und teilweise über die Grenzen des betrachteten Volumens heraustransportiert werden. Genauere Betrachtungen zeigen, daß der Energiefluß von der Troposphäre in die Stratosphäre auch während der Erwärmung beträchtlich ist und teilweise die Werte vor der Erwärmung weit übertrifft. Die Divergenz dieses Flusses kommt dadurch zustande, daß während der Erwärmung an der Obergrenze des betrachteten Volumens in 5 oder 10 mb mehr Energie in die Mesosphäre hineintransportiert wird als unten von der Troposphäre hereinkommt. Diese Erkenntnis schließt aus, daß der Zusammenbruch des Polarnachtjets unmittelbar durch Ereignisse in der Troposphäre verursacht wird.

Dieses Beispiel einer energetischen Untersuchung der atmosphärischen Zirkulation hat den Wert dieser Methode für die Einengung eines Forschungszieles gezeigt.

#### d. Energetische Untersuchungen einer Sommerperiode mit einer starken Variation im Zirkulationsverhalten

Es wurde der Zeitraum zwischen dem 19.6.67 und dem 29.6.67 bearbeitet. Charakteristisch an diesem Zeitraum war eine stärker zonal ausgerichtete Strömung am Anfang und am Ende des Zeitraumes und die Entwicklung einer starken Mäandrierung in der Zwischenzeit. Diese Variation in der Zirkulation zeigt sich am Verhalten der turbulenten kine-

tischen Energie. In Abb. 5 ist nur der Anteil der kinetischen Energie, der durch die Wellenzahlen 5, 6 und 7 hervorgerufen wird, dargestellt, weil diese Wellenzahlen die charakteristische Änderung im Zirkulationsverhalten am besten widerspiegeln. Außerdem ist in der Abb. 5 ein mittlerer meridionaler Temperaturgradient der 500 mb-Fläche eingetragen. In der ersten Hälfte des Zeitraumes nimmt der Temperaturgradient zu und fällt dann plötzlich auf einen geringeren Betrag wieder ab. Während der Zunahme des mittleren Temperaturgradienten entstehen zunächst Mäander mit einer Wellenzahl 6, anschließend entwickelt sich bei noch weiter zunehmendem Temperaturgradienten eine Mäandrierung mit einer Wellenzahl 5, aber erst die Mäandrierung mit der Wellenzahl 7 ist dann in der Lage, den mittleren Temperaturgradienten wieder abzubauen. Die Mäandrierung ist zu diesem Zeitpunkt soweit entwickelt, daß es zu Aus-tropfungen von Kaltluftmassen nach Süden kommt, die die sichtliche Verringerung des Temperaturgradienten herbeiführen. An diesem Beispiel bestätigen sich theoretische Überlegungen von J. MINTZ (1961), daß eine barokline Entwicklung von Mäandern durch Entstehung einer Wellenzahl 7 abgeschlossen wird.

Es soll nun geklärt werden, welche energetischen Prozesse zu der in Abb. 5 gezeigten Variation der turbulenten kinetischen Energie geführt haben. Dazu wurde der gesamte Zeitraum in vier Perioden aufgeteilt, die in Abb. 5 durch römische Ziffern gekennzeichnet werden. Am interessantesten sind die Perioden II und III, die hier energetisch behandelt werden soll. Die Periode II ist durch ihre starke Baroklinität und durch das Anwachsen der turbulenten kinetischen Energie mit den Wellenzahlen 5 und 7 gekennzeichnet. Die Periode III zeigt den Rückfall auf geringe Baroklinität und eine rasche Abnahme der turbulenten kinetischen Energie. Zu beiden Perioden zeigt Abb. 6 Energiezyklen in der Art, wie sie in Abb. 1 erläutert wurden. Es ist nur der Teil, der die turbulente kinetische Energie betrifft, dargestellt.

Um sicherlich vorhandene Wechselwirkungen zwischen den drei Wellenzahlen nicht berücksichtigen zu müssen, werden alle drei Wellenzahlen zusammengefaßt.

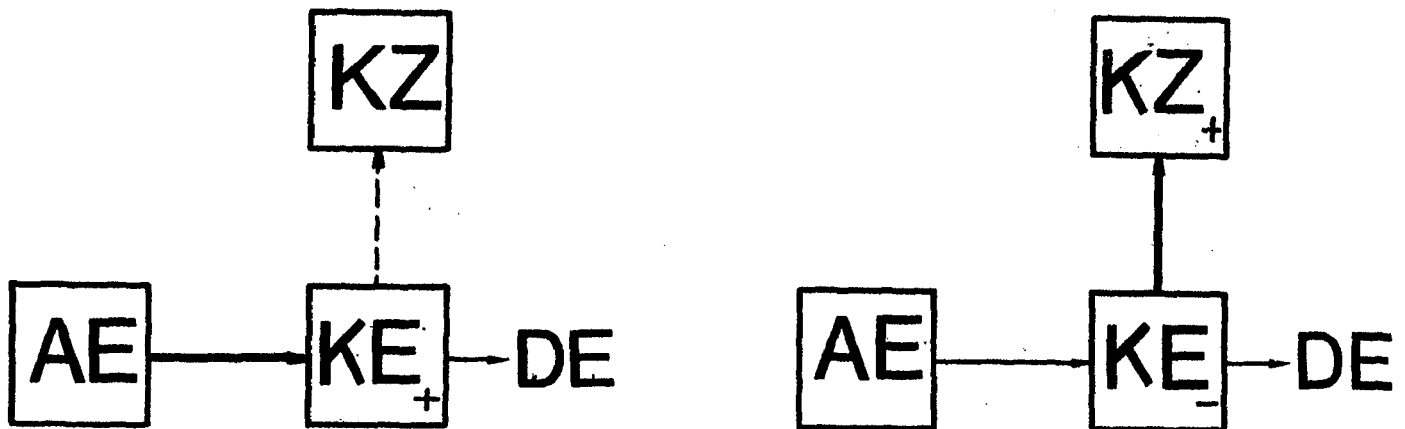


Abb. 6 : Schematisches Energieflußdiagramm während charakteristischer Perioden:

- a) stark barokline Periode II,
- b) Periode III nach Beendigung der Baroklinität.

Die Abb. 6a zeigt deutlich, daß das Anwachsen der turbulenten kinetischen Energie während der Periode II durch die barokline Umsetzung aus der turbulenten verfügbaren potentiellen Energie hervorgerufen wird, also durch das Absinken kalter Luft auf den Rückseiten der Zyklogen und durch das Heben warmer Luft auf deren Vorderseiten. Der Transfer zur zonalen kinetischen Energie ist während der Periode II vernachlässigbar. Mit der plötzlichen Abnahme des mittleren Temperaturgradienten in der Periode III wird die Umsetzung aus der turbulenten verfügbaren potentiellen Energie sehr abgeschwächt, wie Abb. 6b zeigt. Gleichzeitig gewinnt der Transfer in die zonale kinetische Energie an Bedeutung. Durch diesen barotropen Prozeß wird die vorher angesammelte turbulente kinetische Energie wieder abgebaut und zum Aufbau einer kräftigen Zonalströmung benutzt.

Dieses Beispiel einer energetischen Untersuchung soll demonstrieren, daß der Energiezyklus während kurzer Zeiträume stark vom Mittelwert, wie er in Abb. 1 gezeigt wurde, abweichen kann. Durch Abwechseln von baroklinen und barotropen Prozessen wechselt die Zirkulation der Atmosphäre, besonders der Troposphäre, zwischen zonalen und mäandrierenden Zirkulationstypen. Bei Modellrechnungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation müssen solche Wechsel im Zirku-

lationsverhalten und damit verbunden das intervallartige Auftreten barokliner und barotroper Umwandlungen möglich sein, sonst entsprechen die Modelle nicht der wahren Atmosphäre.

e. Typische Unterschiede in der geographischen und vertikalen Verteilung der energetischen Prozesse

In diesem Abschnitt sollen die einzelnen energetischen Prozesse voneinander getrennt betrachtet und das Typische anhand von Beispielen erläutert werden. Zur Darstellung wurden Meridionalschnitte der zonalen Mittelwerte der einzelnen Größen gewählt. Auf der Ordinate ist jeweils die Höhe und auf der Abszisse die geographische Breite aufgetragen und rechts davon wird in einem gestrichelt gezeichneten Diagramm die Verteilung des horizontalen Mittels dieser Größe mit der Höhe dargestellt. Es werden der Transfer zwischen zonaler und turbulenter kinetischer Energie, die Umsetzung zwischen turbulenter verfügbarer potentieller Energie und turbulenter kinetischer Energie und der Fluß von mechanischer Wellenenergie (geopotential flux) dargestellt. Die Vorzeichen sind immer so gewählt, daß Quellen für die turbulente kinetische Energie positiv und Senken negativ erscheinen.

e.1) Der Transfer zwischen zonaler und turbulenter kinetischer Energie

Der Transfer zwischen zonaler und turbulenter kinetischer Energie ergibt sich vorwiegend aus dem Produkt des mittleren meridionalen turbulenten Impulstransportes ( $\overline{u'v'}$ ) mit dem meridionalen Gradienten des mittleren zonalen Windes ( $\frac{1}{a} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \phi}$ ). Da der mittlere meridionale turbulente Impulstransport fast immer nach Norden gerichtet ist und damit fast immer ein positives Vorzeichen besitzt, entscheidet über die Richtung des Transfers der meridionale Gradient des mittleren zonalen Windes. Abb. 7 zeigt dieses Verhalten an einem Beispiel. Es ist ein Mittelwert über die im Abschnitt 4 behandelte Sommer-

periode von 10 Tagen. Zur Orientierung sind in dem Meridional-schnitt mit dicken gestrichelten Linien die mittleren Lagen der Tropopausen und Frontalzonen eingetragen. Die Zentren des Subtropen- und des Polarjets sind durch  $J_s$  und  $J_p$  gekennzeichnet. Es zeigt sich deutlich, daß südlich der Strahlstromachsen Senken für die turbulente kinetische Energie existieren, und nördlich davon ergeben sich Quellen. Die Senken weisen meistens größere Werte auf als die zugehörigen Quellen. Da die Werte außerdem bei einem Flächenmittel mit dem Cosinus der Breite gewichtet werden müssen, ergibt sich insgesamt eine Senke für die turbulente kinetische Energie, wie das gestrichelt gezeichnete Diagramm auf der rechten Seite der Abb. 7 erkennen läßt. Die Turbulenzbewegung trägt also laufend zur Aufrechterhaltung der mittleren Zonalströmung bei. Dieses Verhalten wurde von V.P. STARR (1968) als negative Viskosität bezeichnet.

In dieser Klarheit ist dieser Transfer nicht an jedem Tag ausgebildet, da teilweise bei starker Mäandrierung der Polarjet im zonalen Mittel kaum zu erkennen ist oder weil für kürzere Zeiträume der mittlere turbulente Impulsfluß nach Süden gerichtet ist.

Im Winter in der Stratosphäre existiert nur ein Strahlstrom bei ca.  $60^{\circ}\text{N}$  bis  $70^{\circ}\text{N}$ , der Polarnachtjet. Südlich dieser Strahlstromachsen wird, wie in der Troposphäre, bis auf wenige Ausnahmen, die in Abschnitt 3.2. bearbeitet wurden, turbulente in zonale kinetische Energie transferiert.

e.2) Die Umsetzung zwischen turbulenter verfügbarer potentieller Energie und turbulenter kinetischer Energie

Wie Abb. 1 zeigt, stellt im Mittel über die gesamte Atmosphäre die Umsetzung zwischen der turbulenten verfügbaren potentiellen Energie und der turbulenten kinetischen Energie eine Quelle für die turbulente kinetische Energie dar. Die meridionalen und vertikalen Besonderheiten dieser Umsetzung sollen in Abb. 8 an einem Beispiel erläutert werden. In zwei Meridio-



nalschnitten sind die Beiträge der langen Wellen mit den Wellenzahlen 1 bis 4 und die Beiträge der kürzeren Wellen mit den Wellenzahlen 5 bis 8 getrennt dargestellt. Bei den kürzeren Wellen im oberen Bild ist deutlich zu erkennen, daß die Umsetzung auf die untere und mittlere Troposphäre konzentriert ist. Hier ist das Absinken kalter Luft auf den Rückseiten der Zyklonen und das Heben warmer Luft auf deren Vorderseiten der wirksame Prozeß, daher sind die größten Werte im Wirkungsbereich der Polarfront zu finden. Auch bei den langen Wellen findet man diesen Prozeß, jedoch nur nördlich von  $50^{\circ}\text{N}$ . Zwischen  $30^{\circ}$  und  $50^{\circ}\text{N}$  tritt der Einfluß der subtropischen Hochdruckgebiete hervor, in denen warme Luft absinkt und damit verfügbare potentielle Energie aus der turbulenten kinetischen Energie erzeugt wird. Der Einfluß der subtropischen Hochdruckgebiete ist an die langen Wellen gebunden, weil es meistens nur zwei oder drei solcher großen Antizyklonen entlang eines Breitenkreises gibt. Der Einfluß weit nach Süden ausgreifender Kaltluftausbrüche ist dagegen an die kürzeren Wellen mit Wellenzahlen 5 bis 8 gekoppelt, da diese Phänomene kleinräumiger sind. Faßt man die Umsetzungen aller Wellenzahlen zusammen, so überlagern sich beide Einflüsse und sind nicht mehr zu erkennen.

Anhand von Abb. 8 unten konnte gezeigt werden, daß während dieser untersuchten Sommerperiode die kinetische Energie der langen Wellen zum Aufbau des subtropischen Hochdruckrückens einen Beitrag liefert, so daß nicht nur die mittlere Meridionalzirkulation für die Entstehung der subtropischen Hochdruckgebiete verantwortlich sind. Dieses Verhalten konnte auch bei einer längeren Zeitreihe im Winter gefunden werden, jedoch liegt dann das Zentrum dieses Prozesses weiter südlich bei ca.  $30^{\circ}\text{N}$ .

Die Abb. 8 zeigt außerdem markante vertikale Unterschiede. Wie schon erwähnt, sind die Hauptumsetzungen in der mittleren und unteren Troposphäre zu verzeichnen. Im Tropopausenniveau verschwinden die Umsetzungen vollkommen und in der untersten Stratosphäre ergeben sich sogar negative Werte. Dieses Verhalten kann immer wieder gefunden werden, jedoch

ergeben sich im Winter in der mittleren und oberen Stratosphäre wieder Quellen für die turbulente kinetische Energie, wie im Abschnitt 3.2. beschrieben wurde, während im Sommer in diesen Höhen geringe Umsetzungen gefunden werden.

#### e.3) Der Energieaustausch zwischen Tropo- und Stratosphäre

Bei den Abschnitten über den Transfer zwischen zonaler und turbulenter kinetischer Energie und über die Umsetzung mit der verfügbaren potentiellen Energie war deutlich geworden, daß die einzelnen energetischen Prozesse ungleichmäßig über die Atmosphäre verteilt sind. Um eine Energiebalance zu erreichen, müssen Energieflüsse von den Überschußgebieten in die Defizitgebiete existieren. Der wichtigste Transport erfolgt durch den Fluß mechanischer Wellenenergie (geopotential-flux), der im Abschnitt über die Energetik der plötzlichen stratosphärischen Erwärmung bereits als wichtiges Glied der Haushaltsgleichung für die turbulente kinetische Energie erkannt wurde. Abb. 9 zeigt ein Beispiel dieses Flusses für denselben Zeitraum wie die Abb. 7 und 8. Aus Abb. 8 war zu erkennen, daß die Quellen für die turbulente kinetische Energie aus der turbulenten verfügbaren potentiellen Energie vorwiegend in der mittleren und unteren Troposphäre zu finden sind, während in der untersten Stratosphäre eine Senke existiert. Ein Ausgleich erfolgt durch den Fluß von mechanischer Wellenenergie in der Abb. 9. Er divergiert in der unteren und mittleren Troposphäre, geht dann aufwärts und konvergiert in der oberen Troposphäre und untersten Stratosphäre. Der Transfer zwischen zonaler und turbulenter kinetischer Energie in Abb. 7 wies vorwiegend meridionale Gegensätze auf. Besonders im Bereich des Subtropenjets zeigt sich die ausgleichende Wirkung des Flusses von mechanischer Wellenenergie. Aus dem Überschußgebiet nördlich  $40^{\circ}\text{N}$  wird Energie in das Defizitgebiet südlich von  $40^{\circ}\text{N}$  transportiert.

Im Winter weist der Fluß von mechanischer Wellenenergie in der Troposphäre ähnliche Verteilungen wie im Sommer auf. Abb. 10 zeigt ein Beispiel für einen einzelnen Tag. Es sind

die Beiträge durch die langen Wellen mit den Wellenzahlen 1 bis 4 im oberen Bild und die Beiträge durch die kürzeren Wellen mit den Wellenzahlen 5 bis 8 im unteren Bild getrennt dargestellt, weil sie im Tropopausenniveau und in der Stratosphäre ein unterschiedliches Verhalten aufweisen. Im Winter wird laufend aus der Troposphäre Energie in die Stratosphäre transportiert und auf diese Weise wird zum Teil die stratosphärische Zirkulation aufrecht erhalten. Dieses Verhalten wurde bereits im Abschnitt 3.2. über die Energetik der stratosphärischen Erwärmung eingehend diskutiert. In Abb. 10 ist zu erkennen, daß nur die langen Wellen mit den Wellenzahlen 1 bis 4 an diesem Transport durch die Tropopause hindurch beteiligt sind, während die Transporte durch die kürzeren Wellen auf die Troposphäre beschränkt bleiben. Hier werden die vorwiegend theoretischen Untersuchungen von J.G. CHARNEY und P.G. DRAZIN (1961) für einen einzelnen Tag bestätigt.

## LITERATUR

- Arpe, K., 1974, Der Haushalt der kinetischen Energie der großskaligen Turbulenzbewegung in der Tropo- und unteren Stratosphäre für eine ausgewählte Sommerperiode mit einer starken Variation im Zirkulationsverhalten.  
Beitr. Phys. Atmosph. 47, 67-89
- Arpe, K. und Fr. Defant, 1973, Die Quellen und Senken und die vertikalen und meridionalen Flüsse der turbulenten kinetischen Energie in der Tropo- und unteren Stratosphäre am 12. Dezember 1957 im Wellenzahlenbereich.  
Bonner Met. Abh. 17, 63-92
- Charney, J.G. und P.G. Drazin, 1961, Propagation of the planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. J. Geophys. Res. 66, 83-109
- Mintz, J., 1961, The general circulation of planetary atmospheres.  
In: The atmospheres of Mars and Venus. Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Counc., Publ. 944, 107-146
- Starr, V.P., 1968, Physics of negative viscosity phenomena. 1-256.  
McGraw Hill Book Comp., New York.

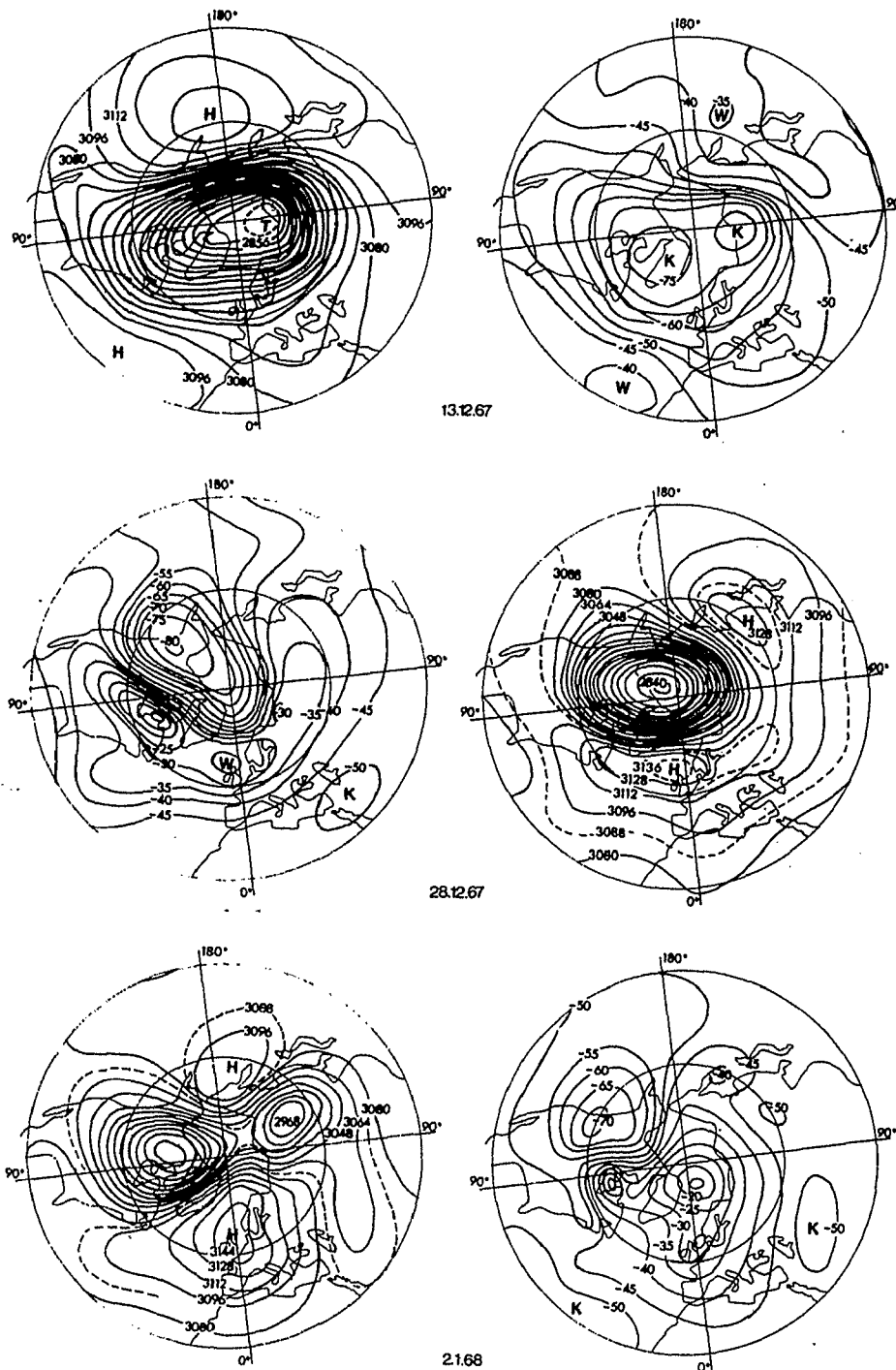


Abb. 2: Analysen der Temperatur und der geopotentiellen Höhe  
in der 10 mb-Fläche

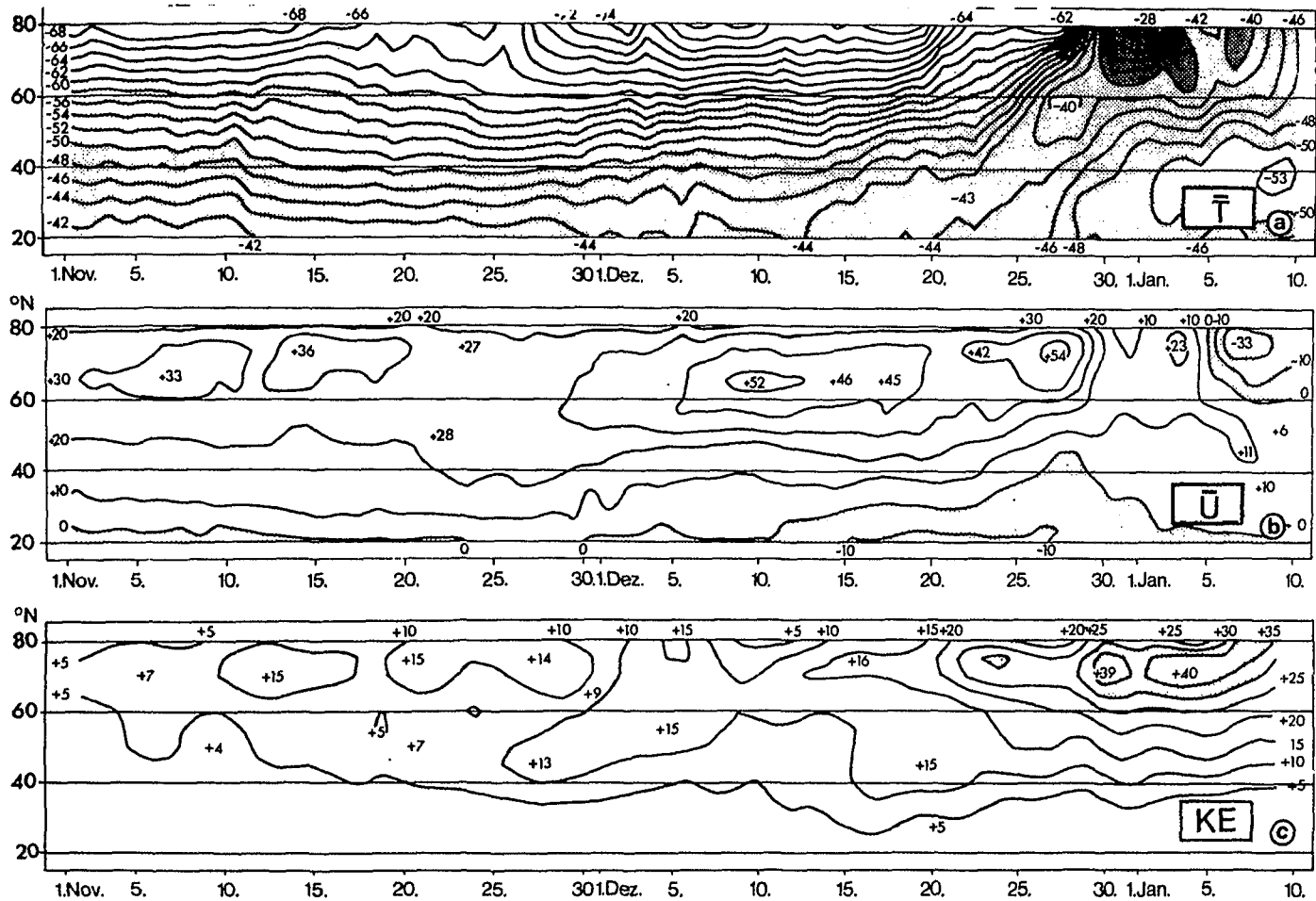


Abb. 3: Veränderlichkeit mit der Zeit und der Breite für die folgenden Größen:

- a) zonales Mittel der Temperatur in 10 mb, Einheiten:  $^{\circ}\text{C}$ ,
- b) mittlerer zonaler Wind in 10 mb, Einheiten:  $\text{m sec}^{-1}$ ,
- c) turbulente kinetische Energie, Integral zwischen 50 und 10 mb, Einheiten:  $\text{Kj m}^{-2}$

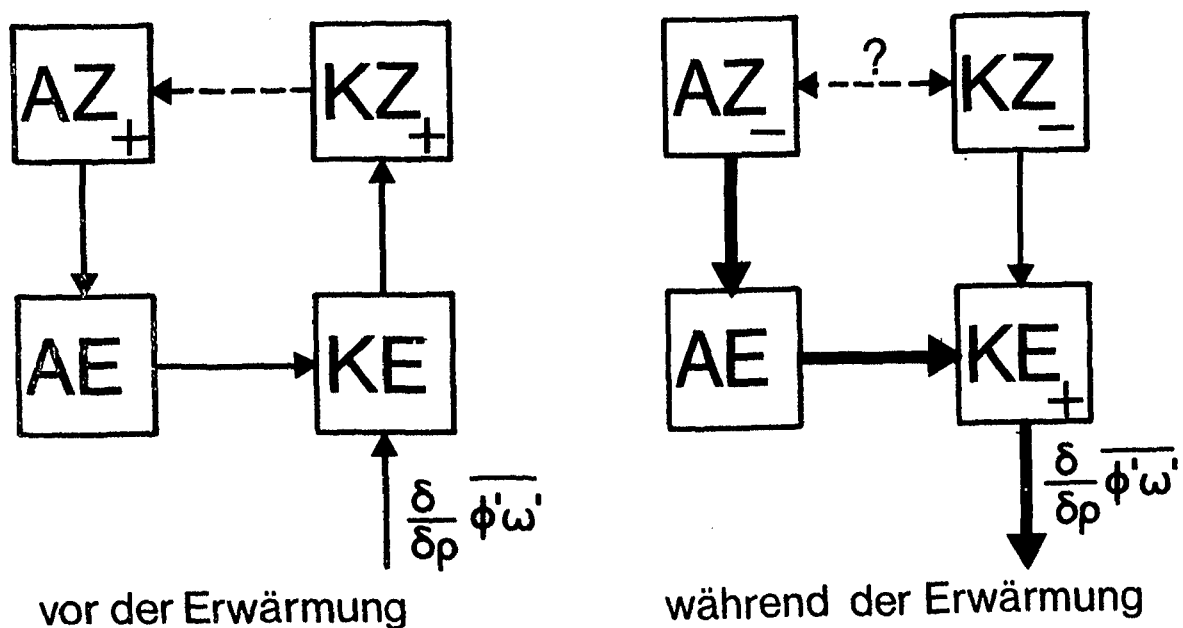


Abb. 4: Schematisches Energieflußdiagramm für die Stratosphäre im Winter:  
a) ohne Einfluß einer plötzlichen Erwärmung,  
b) während einer plötzlichen Erwärmung

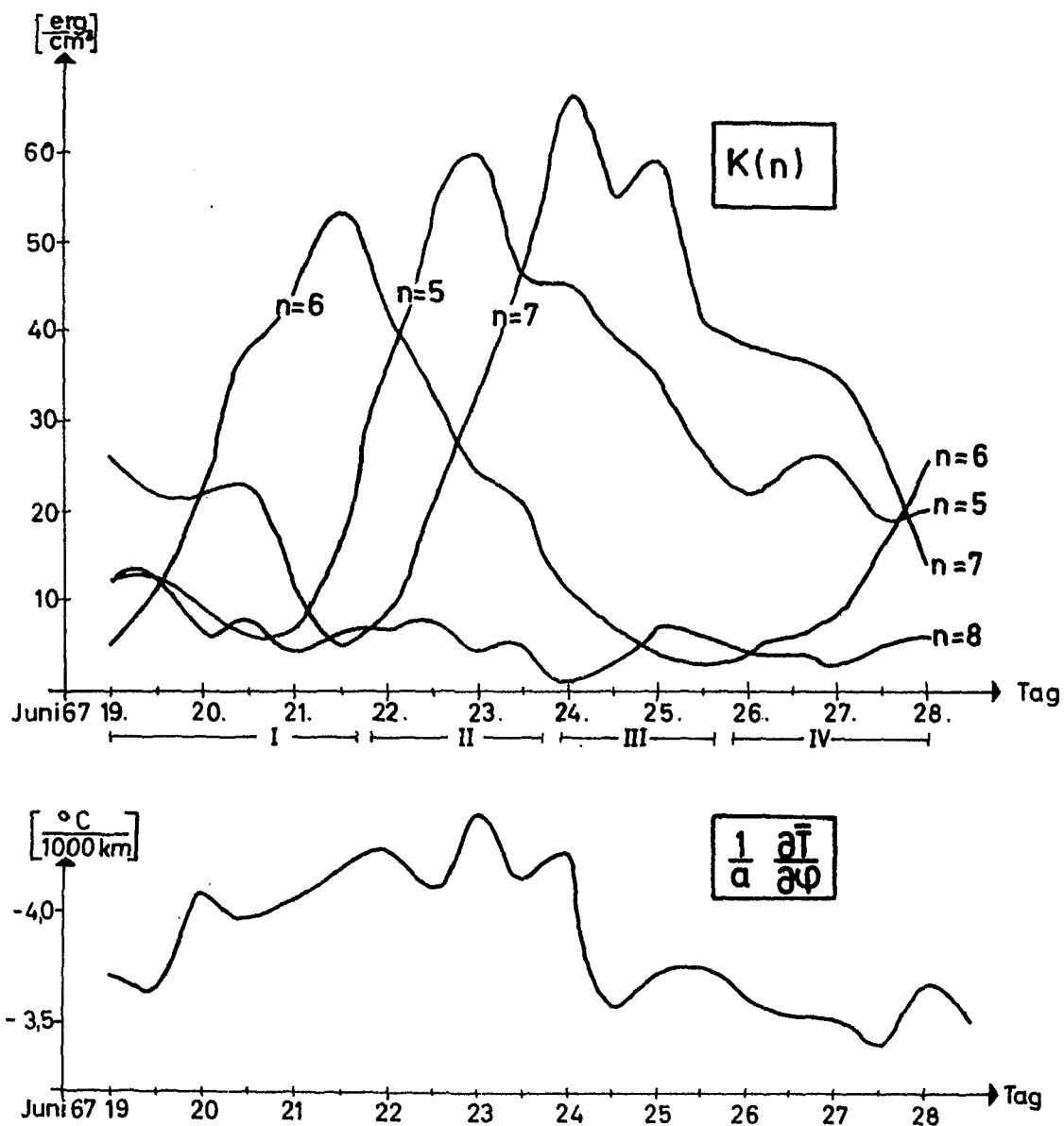


Abb. 5: Oben: zeitliche Variabilität der kinetischen Energie für einzelne Wellenzahlen, gemittelt über den Bereich zwischen  $40^\circ\text{N}$  und  $60^\circ\text{N}$ , 1500 m und 24200 m (850 und 30 mb). Römische Ziffern unter der Zeitachse kennzeichnen vier charakteristische Zeitperioden.

Unten: Mittlerer meridionaler Temperaturgradient in 5800 m (500 mb) zwischen  $40^\circ\text{N}$  und  $60^\circ\text{N}$

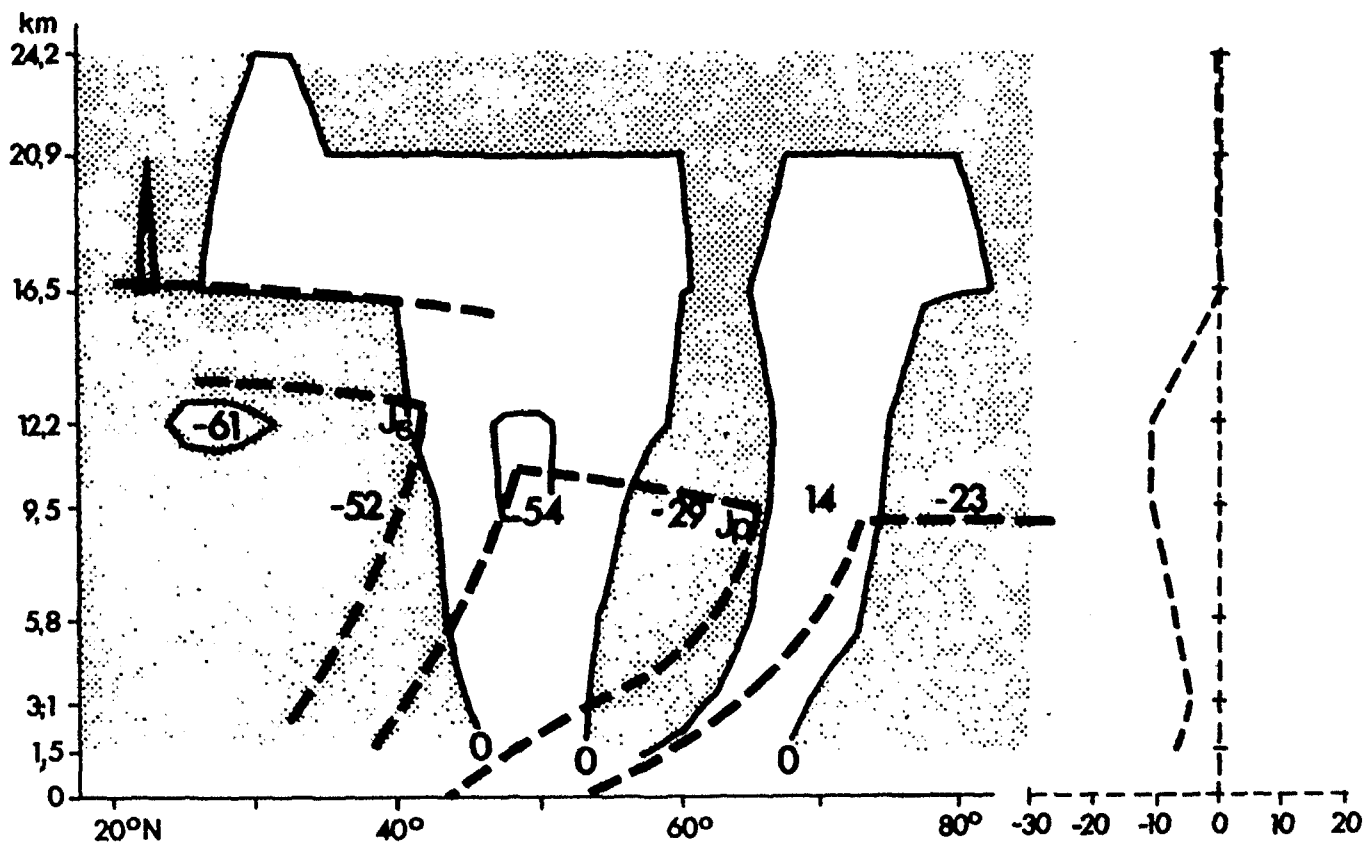


Abb. 7: Meridionalschnitt des zonalen Mittels des Transfers zwischen zonaler und turbulenter kinetischer Energie. Positive Zahlen bedeuten einen Gewinn für die turbulente kinetische Energie. Einheiten:  $10^{-5} \text{ erg cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$ . Gestrichelt gezeichnetes Diagramm rechts: Flächenmittel zwischen  $20^\circ\text{N}$  und  $85^\circ\text{N}$ . Dicke gestrichelte Linien: Mittlere Lagen der Tropopausen und Fronten. Die Lagen des Subtropen- und Polarjets sind durch  $J_S$  und  $J_P$  gekennzeichnet. Zeitliches Mittel zwischen dem 19.6.67 und 28.6.67

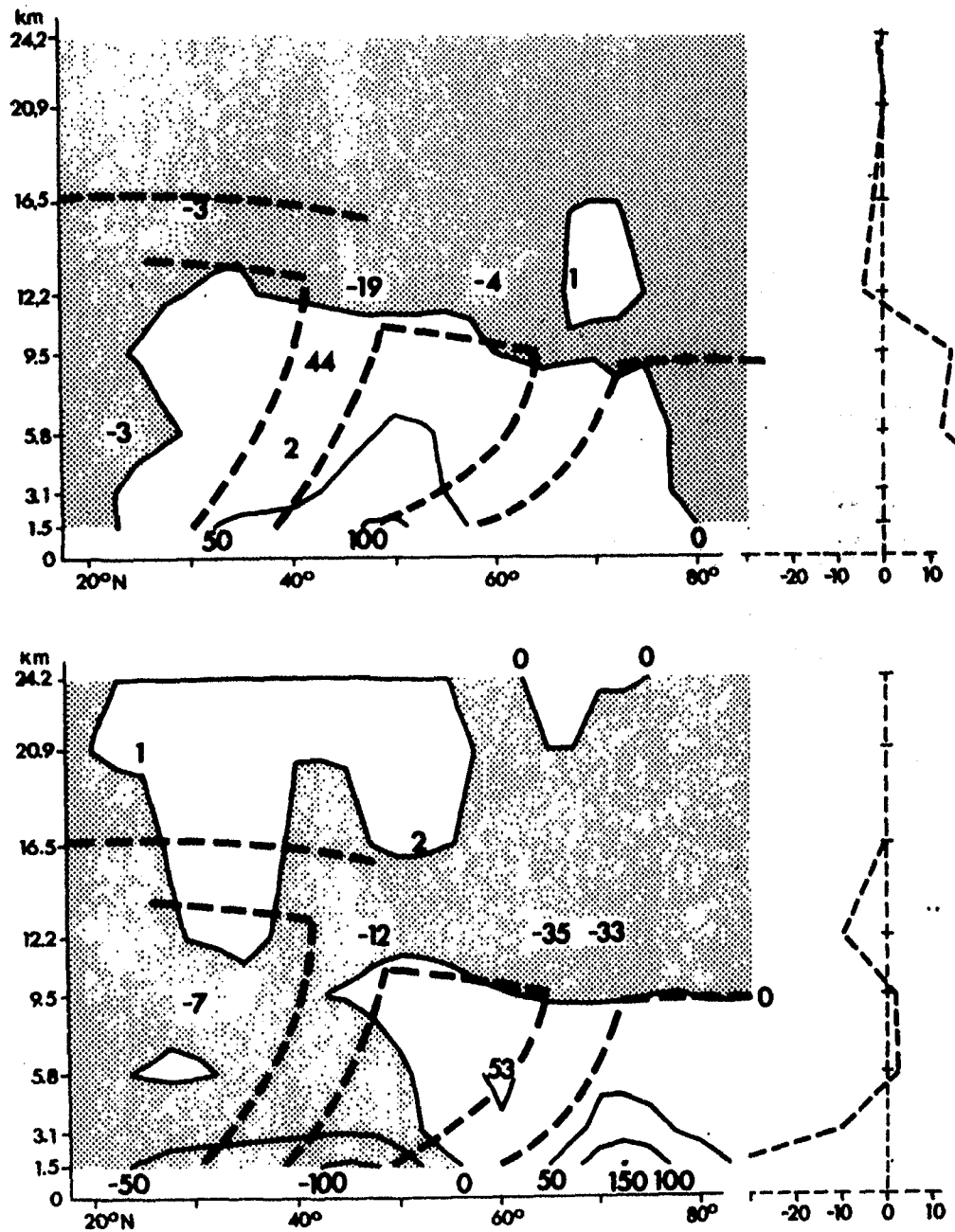


Abb. 8: Meridionalschnitt des zonalen Mittels der Umsetzung zwischen turbulenter verfügbarer potentieller Energie und turbulenter kinetischer Energie. Positive Zahlen bedeuten einen Gewinn für die turbulente kinetische Energie. Einheiten:  $10^{-5} \text{ erg cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$ . Gestrichelt gezeichnetes Diagramm rechts: Flächenmittel zwischen  $20^\circ\text{N}$  und  $85^\circ\text{N}$ . Dicke gestrichelte Linien: Mittlere Lagen der Tropopausen und Fronten. Zeitliches Mittel zwischen dem 19.6.67 und 28.6.67.

Oben: Beitrag der Wellen mit Wellenzahlen 5 bis 8,  
 Unten: Beitrag der Wellen mit Wellenzahlen 1 bis 4.



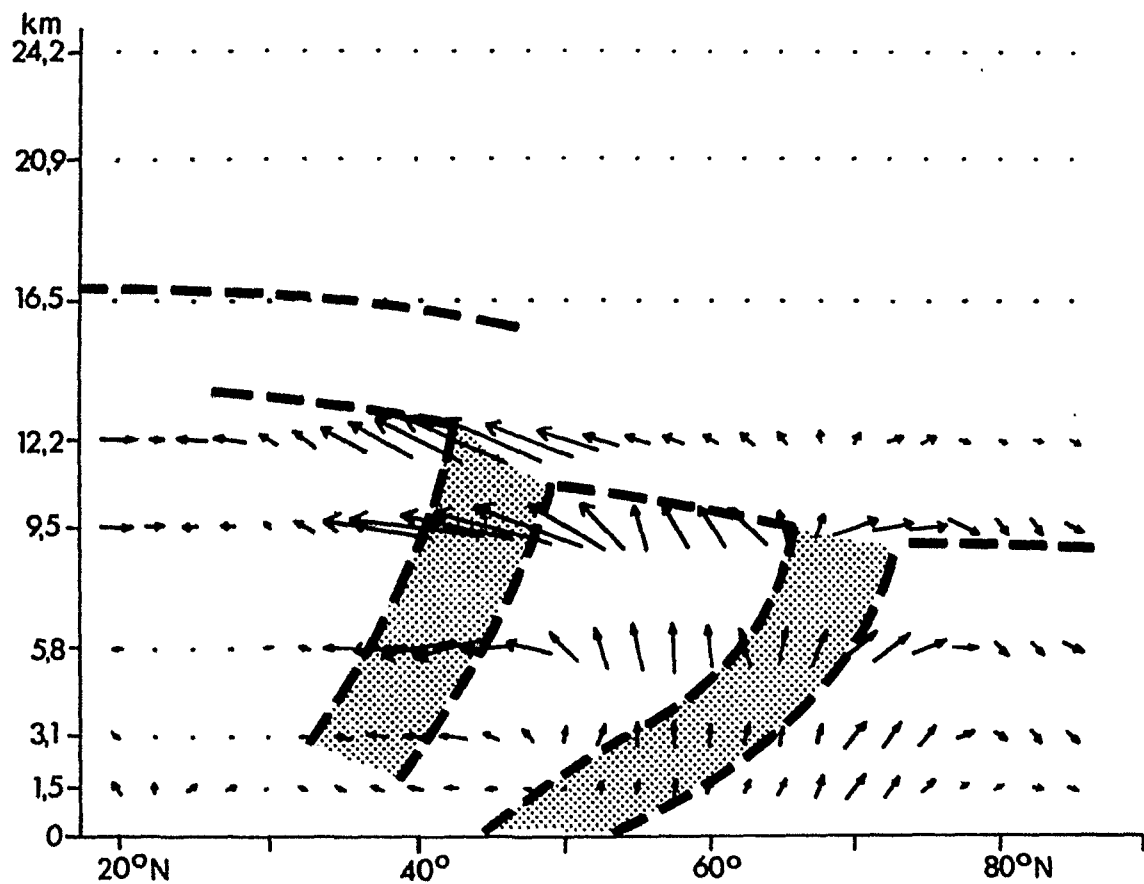


Abb. 9: Zonales Mittel des Flusses von mechanischer Wellenenergie  
(geopotential flux)  $\overline{p'v'}$  für die Wellen 1 bis 12.  
Zeitliches Mittel für die Zeit vom 19.6.67 bis zum 28.6.67.  
Dicke gestrichelte Linien: Mittlere Lage der Tropopausen und  
Fronten

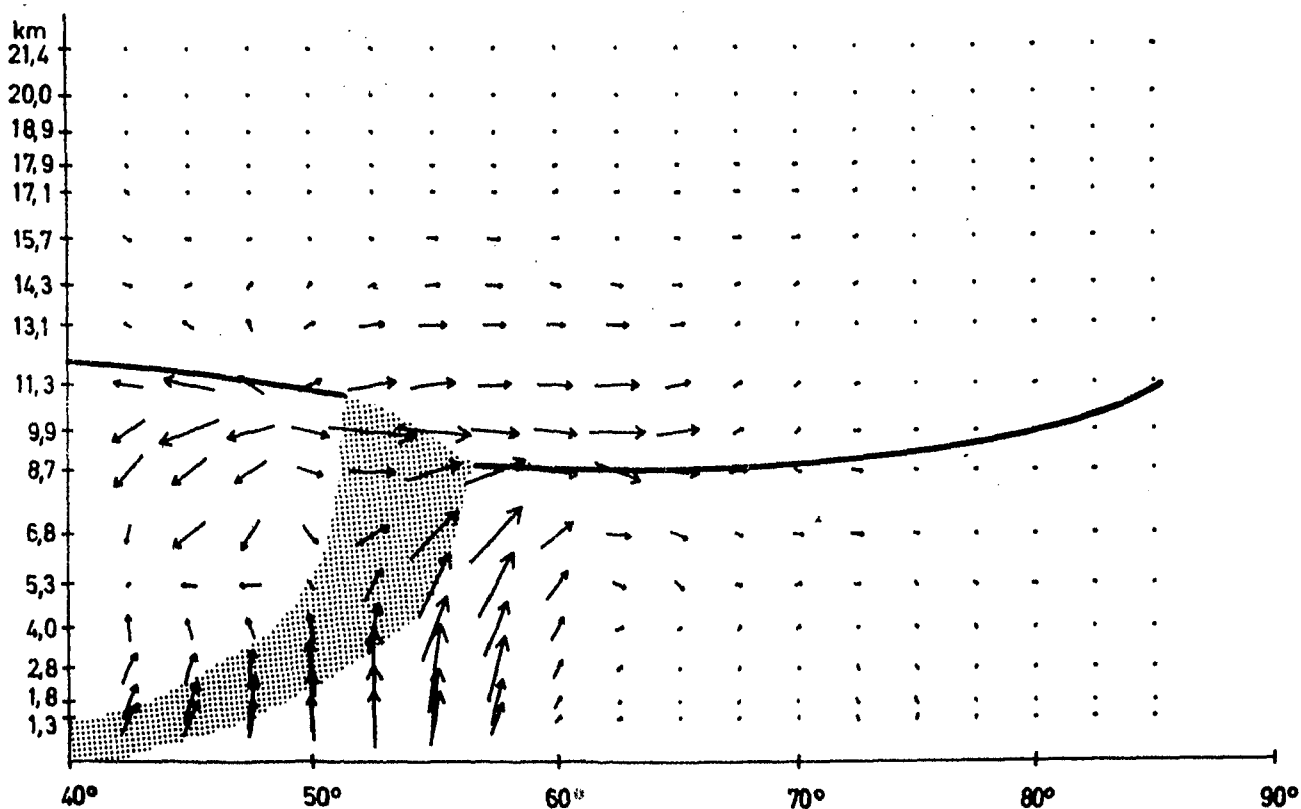
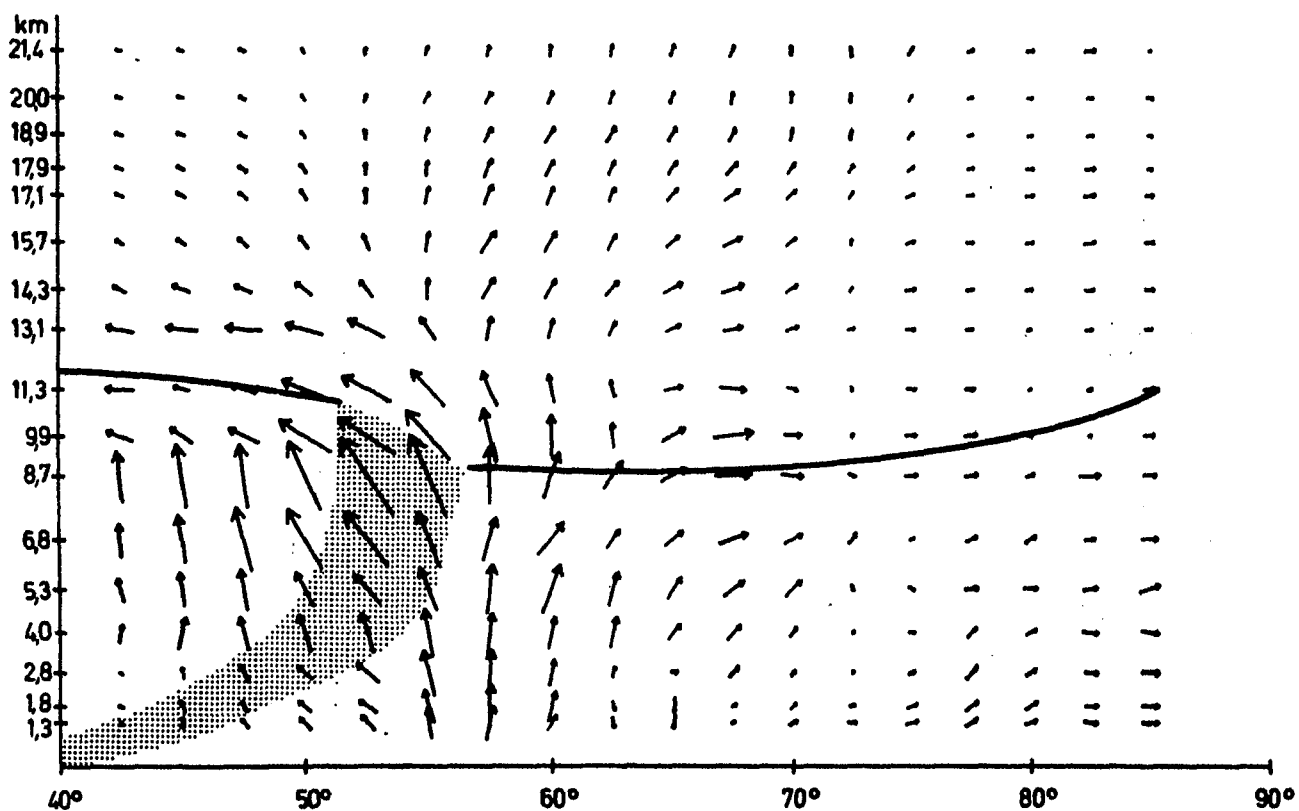


Abb. 10: Zonales Mittel des Flusses von mechanischer Wellenenergie (geopotential flux)  $\overline{p'v'}$  für den 12.12.1957.  
 Ausgezogene Linie: mittlere Lage der Tropopausen,  
 Schraffierte Linien: mittlere Lage der Polarfront.  
 Oben: Beitrag der Wellen mit den Wellenzahlen 1 bis 4  
 Unten: Beitrag der Wellen mit den Wellenzahlen 5 bis 8

## 5. BERECHNUNG ENERGETISCHER FELDER AUS DEM BAROKLINEN MODELL DER ATMOSPHAERE DES DEUTSCHEN WETTERDIENSTES

(H.J. LANGE, Berlin)

Der Grundgedanke des Konzeptes der verfügbaren potentiellen Energie stammt von M. MARGULES (1903). Hiernach geht die Entstehung eines Sturmes mit einer Umwandlung von totaler potentieller Energie (= innere + potentielle Energie) in kinetische Energie einher. Diese Umwandlung ist jedoch nur in dem Maße möglich, in dem die Atmosphäre vom horizontal-homogenen Zustand abweicht. Von der totalen potentiellen Energie ist also nur ein Teil zur Umwandlung in kinetische Energie "verfügbar". Diese verfügbare potentielle Energie hängt außerdem noch ab vom Maß der statischen Stabilität der Atmosphäre.

Dieses Konzept ist bisher vielfach angewendet worden, um tiefere Einblicke in die allgemeine atmosphärische Zirkulation zu gewinnen. Als Resultat solcher Untersuchungen ist häufig jenes berühmte 4-Kästchen-Diagramm berechnet worden (Abb. 1), welches auf E.N. LORENZ (1955) zurückgeht.

Die Kästchen repräsentieren die verfügbare potentielle und die kinetische Energie, welche einerseits aus zonal gemittelten Grundfeldern gewonnen werden (AZ und KZ) und andererseits aus den großturbulenten Schwankungen, welche als Abweichung von den zonalen Mittelwerten definiert sind (AE und KE). Die Pfeile GZ und GE kennzeichnen die Erzeugung von verfügbarer potentieller Energie durch diabatische Prozesse im zonalen bzw. im großturbulenten Scale, DZ und DE die entsprechenden Energiedissipationen durch Reibung. Die großturbulente Aufspaltung bedeutet, daß man nicht nur Energieumwandlungen CZ und CE innerhalb des jeweiligen Scales zu betrachten hat, sondern auch Energietransfers CA bzw. CK zwischen den Scales innerhalb der jeweiligen Energieform.

Alle Zahlenangaben in solchen Diagrammen (siehe z.B. A.H. OORT, 1964, oder J.A. DUTTON und D.R. JOHNSON, 1967) sind raumzeitliche Mittelwerte. Der Gedanke liegt jedoch nahe, den Energiehaushalt der Atmosphäre auch räumlich und zeitlich detailliert zu untersuchen, d.h. die Terme der Haushaltsgleichungen für einzelne Zeitpunkte feldmäßig darzustellen. Dadurch könnte man Einblick nehmen in die mit dem täglichen synoptischen Geschehen ablaufenden energetischen Prozesse.

Diese detaillierte Betrachtungsweise wurde erstmals verwirklicht in der Untersuchung der Energetik der Hamburger Sturmflutwetterlage vom Februar 1962, die von Fr. DEFANT, H. FECHNER und P. SPETH (1972) durchgeführt wurde. Die hierzu durchgeführten Arbeiten werden im folgenden "Kieler Untersuchung" genannt.

Bei dieser Kieler Untersuchung zeigte sich einerseits, daß für energetische Berechnungen der beschriebenen Art außerordentlich sorgfältige und umfangreiche Vorarbeiten und Analysen erforderlich sind, welche jeden Gedanken an eine routinemäßige Durchführung zunächst im Keime ersticken lassen. Andererseits zeigte sich, daß das Ergebnis hervorragend geeignet ist, das synoptische Geschehen besser zu verstehen und zu interpretieren. Es wäre also doch sehr wünschenswert, die klassischen meteorologischen Felder des Druckes, der Druckänderung, der Temperatur routinemäßig zu ergänzen durch synoptische Felder der Energetik, um dem praktischen Wetterdienst ein weiteres Hilfsmittel in die Hand zu geben.

Die hier dargestellte Arbeit beruht auf dem Gedanken von H. FORTAK (pers. Mitt.) zu diesem Zweck das barokline Modell des DWD zu verwenden, und zwar sowohl die initialisierten als auch die prognostizierten Daten. Zur Vermeidung der numerischen Instabilitäten dieses ungefilterten Atmosphärenmodells ist es ja nötig, die Anfangsfelder sehr sorgfältig auszugleichen und anzupassen. Diese Initialisierung wird in Offenbach routinemäßig auf numerischem Wege durchgeführt.

Gegenüber den empirisch gewonnenen Daten der Kieler Untersuchung haben die Modelldaten Vor- und Nachteile. Die Nachteile liegen hauptsächlich darin, daß ein noch so ausgefeiltes Analysenprogramm nicht die auf eine bestimmte Wetterlage angewendeten komplexen Kenntnisse eines erfahrenen Meteorologen ersetzen kann. Hiermit hängt zusammen die geringere horizontale und vertikale Auflösung durch das numerische Gitternetz. Bei der Kieler Untersuchung wurde das Gebiet  $40^{\circ} - 75^{\circ}\text{N}$  und  $60^{\circ}\text{W} - 30^{\circ}\text{E}$  (im folgenden "Kieler Teilgebiet" genannt) mit 555 Gitterpunkten belegt. Vom Modell entfallen auf das gleiche Gebiet jedoch nur 158 Punkte. Die vertikale Auflösung umfaßt im Modell sechs Schichten, für die Vertikalgeschwindigkeit sogar nur fünf Schichten, bei der Kieler Untersuchung dagegen zwölf Schichten.

Die räumliche Struktur der Modelldaten ist nicht sehr praktisch zur Berechnung der energetischen Terme, so daß mannigfache Umrechnungen und Interpolationen notwendig sind. Hierbei können jedoch weitgehend die gleichen Verfahren verwendet werden, die auch im numerischen Modell selbst angewendet werden.

Der Hauptvorteil der Modelldaten gegenüber den empirischen Daten der Kieler Untersuchung liegt darin, daß sie auf der gesamten Nordhalbkugel ab etwa  $10^{\circ}\text{N}$  vorliegen und nicht nur auf dem erwähnten Teilgebiet. Das dies ein Vorteil ist, geht daraus hervor, daß die verfügbare potentielle Energie von dem Gebiet abhängt, in dem der horizontal-homogene Zustand durch Flächenmittelung gebildet wird.

Alle Berechnungen wurden sowohl durch hemisphärische Mittelungen als auch durch Mittelungen im Kieler Teilgebiet durchgeführt. Ein unmittelbarer Vergleich mit der Kieler Untersuchung ist jedoch trotzdem nicht möglich, da die Hamburger Sturmflutwetterlage vom Februar 1962 aus datentechnischen Gründen nicht nachgerechnet werden konnte. Statt dessen wurde eine andere stark barokline Wetterlage ausgewählt, und zwar die vom Dezember 1971.

Nach längerer schwacher Zyklonentätigkeit im nordatlantischen Raum entstand am 17.12.1971 bei Neufundland eine Zyklone, die eine Umstellung der Verhältnisse einleitete. Sie drang sehr schnell als nordatlantischer Orkanwirbel nach Osten vor. Abb. 2 zeigt die "Berliner Wetterkarte" vom 19.12.

Im Prinzip können für fast jeden Zeitpunkt des Untersuchungszeitraumes von jeder der in Abb. 1 verzeichneten energetischen Größen Felddarstellungen angefertigt werden, und dies jeweils in verschiedenen Höhen, als Vertikalintegral oder als Vertikalschnitt. Weiterhin besteht die Möglichkeit, die energetischen Felder ohne ihre Aufspaltung in zonalen und großturbulenten Anteil darzustellen. Man gerät daher leicht in Versuchung, eine zu große Anzahl von Karten anzufertigen, die in ihrer Fülle unübersichtlich sind.

Als ein routinemäßiges Hilfsmittel für den praktischen Wetterdienst können nur sehr wenige, aber möglichst aussagekräftige Karten dienen. Auch im vorliegenden Beitrag kann von den Ergebnissen nur eine drastisch reduzierte willkürliche Auswahl vorgestellt werden. Es werden grundsätzlich nur vertikal integrierte Felder gezeigt vom 19.12.06 GMT (entsprechend der Bodenkarte von Abb. 2), und zwar nur von der gesamten verfügbaren potentiellen Energie A, ihrem großturbulenten Anteil AE sowie die jeweilige Umwandlung C bzw. CE in die gesamte bzw. großturbulente kinetische Energie. Eine ausführlichere Darstellung findet man in H.J. LANGE (1975). Die verfügbare potentielle Energie ist eine integrale Größe, Felddarstellungen zeigen daher nur die lokalen Beiträge zu den Integralen. Trägt man an jedem Gitterpunkt den durch die Masse  $1 \text{ m}^2 \cdot 1 \text{ mb}$  gegebenen Beitrag an, so muß man ihn berechnen nach den Formeln

$$A = \frac{\gamma}{2g} T^2 \quad ; \quad C = \frac{R}{gp} \omega T^2$$

$$AE = \frac{\gamma}{2g} T'^2 \quad ; \quad CE = \frac{R}{gp} \omega' T'^2$$

Hierbei bedeutet g die Erdbeschleunigung, R die Gaskonstante der Luft, p den Luftdruck,  $\omega$  die generalisierte Vertikalgeschwindigkeit im p-System, T die Temperatur. Ein Strich

bedeutet die Abweichung des Gitterpunktwertes vom zonalen Mittelwert, zwei Striche kennzeichnen die Abweichung vom Flächenmittelwert. Wie bereits angedeutet, werden beide Mittelwerte einerseits auf der Nordhalbkugel und andererseits auf dem Kieler Teilgebiet gebildet.

Der Faktor  $\gamma$  gibt bis auf Faktoren die reziproke mittlere statische Stabilität an. Je geringer also die statische Stabilität ist, desto größer ist die verfügbare potentielle Energie im zonalen und im großturbulenten Scale. Die verfügbare potentielle Energie hängt außerdem noch ab vom Quadrat der jeweiligen Temperaturschwankung auf der Druckfläche. Hierin äußert sich die eingangs erwähnte Abweichung vom horizontal-homogenen Zustand.

Die Korrelation der jeweiligen Temperaturschwankung mit der Vertikalgeschwindigkeit bzw. mit der Schwankung der Vertikalgeschwindigkeit bestimmt die Umwandlungsterme. Diese Terme  $C$  bzw.  $CE$  sind hier so definiert, daß bei positivem Vorzeichen eine Umwandlung von kinetischer Energie in verfügbare potentielle Energie stattfindet. Das ist beim Aufsteigen relativ kalter oder beim Absinken relativ warmer Luft der Fall. In beiden Fällen steigt ja der Schwerpunkt des Gesamtsystems nach oben. Umgekehrt muß beim Absinken des Schwerpunktes die kinetische Energie auf Kosten der verfügbaren potentiellen Energie zunehmen. Negative Werte von  $C$  bzw.  $CE$  ergeben sich daher beim Aufsteigen relativ warmer und beim Absinken relativ kalter Luft.

Abb. 3 zeigt die vertikal integrierten Felder von  $A$  und  $C$ , gewonnen aus den Schwankungen gegenüber den Mittelwerten im Kieler Teilgebiet. Es zeigt sich (vgl. mit Abb. 2), daß im Bereich der 500 mb-Polarfront die totale verfügbare potentielle Energie minimal ist und daß sie nördlich und südlich zunimmt, wobei der nördliche Anstieg stärker ist als der südliche. Das stimmt sehr gut überein mit dem entsprechenden Ergebnis von P. SPETH (1972), Abb. 9 für den 14.2.1962. Im südlichen Bereich stimmen sogar die Zahlenwerte etwa überein, während der nördliche Anstieg in der vorliegenden Untersuchung stärker ist als bei der Kieler Untersuchung.

Das Feld der Umwandlungen C aus Abb. 3 zeigt ebenfalls grundsätzliche Übereinstimmung mit dem Ergebnis von P. SPETH (1972). Man erkennt negative Werte von C an den Warmfronten der Zyklonen durch aufsteigende Warmluft und westlich der Zyklonen durch absinkende Kaltluft. In beiden Fällen ist ja die Korrelation  $wT$  negativ, so daß kinetische Energie aus verfügbarer potentieller Energie entsteht. Entgegengesetzte Energieumwandlungen werden hier selten angezeigt.

Abb. 4 zeigt die gleichen Felder A und C, nun jedoch berechnet aus den Schwankungen gegenüber dem hemisphärischen horizontalhomogenen Zustand. Man sieht sofort, daß sich gegenüber Abb. 3 alle nördlichen (durch Kaltluft bedingten) Zentren verstärken und alle südlichen (durch Warmluft bedingten) Zentren abschwächen. Das liegt daran, daß in der ganzen Troposphäre das hemisphärische Temperaturflächenmittel etwa 4 Grad über dem Temperaturflächenmittel im Kieler Teilgebiet liegt, so daß nach dem Übergang zu hemisphärischer Mittelung ein größeres Gebiet als relativ kalt interpretiert wird. Zum Beispiel wird nun in fast dem gesamten Gebiet aufsteigender Luftbewegungen im Frontenbereich der größten Zyklone (Gebiet von Spanien bis Grönland, vgl. Abb. 2) Umwandlung von kinetischer Energie in verfügbare potentielle Energie durch aufsteigende Kaltluft angezeigt. Da es sich hier aber um eine Warmfront handelt, befriedigt das Ergebnis nicht besonders.

Aber auch das C-Feld aus Abb. 3 vermag nicht voll zu überzeugen. Zwar reicht hier das als relativ warm interpretierte Gebiet weiter nach Norden, aber gerade dort, wo die Vertikalgeschwindigkeit des Modells maximal ist (10 W, 65 N), soll keine Energieumwandlung stattfinden, was nur daran liegt, daß die willkürliche Wahl des Mittelungsgebietes an dieser Stelle eine verschwindende Temperaturschwankung ergibt.

Die Abhängigkeit der Umwandlungen von der willkürlichen meridionalen Erstreckung des Mittelungsgebietes ist nicht mehr gegeben, wenn man als Temperaturschwankung die Abweichung vom Zonalmittelwert ansieht, d.h. wenn man die großturbulente



verfügbare potentielle Energie AE und die entsprechende Umwandlung CE betrachtet (Abb. 5). Während die totale verfügbare potentielle Energie nördlich und südlich der Polarfront anwächst, zeigt ihr großturbulenter Anteil AE Zentren in den Keilen und Trögen, was ebenfalls mit P. SPETH (1972) übereinstimmt.

Das Feld der großturbulenten Energieumwandlungen CE zeigt besonders gute Übereinstimmung mit der Bodenkarte von Abb. 2. Im gesamten Warmluft- und Okklusionsbereich der bereits angesprochenen Hauptzyklone wird großturbulente kinetische Energie erzeugt. Das Hochdruckgebiet über Skandinavien äußert sich energetisch durch Umwandlungen in entgegengesetzter Richtung durch absinkende Warmluft. Auch das Tiefdruckgebiet bei Neufundland ist mit plausiblen Energieumwandlungen verbunden.

Die Felder der Abb. 5 wurden aus den Schwankungen gegenüber den vollen Zonalmittelwerten gewonnen. Die hier nicht gezeigten Felder, welche durch Zonalmittelung im Kieler Teilgebiet gewonnen wurden, zeigen niedrigere Werte in den Warmluftbereichen und höhere Werte in den durch relative Kaltluft entstandenen Zentren. Das liegt daran, daß die Zonalmittelwerte der Temperatur im Kieler Teilgebiet höher sind als die vollen Zonalmittelwerte. Beim Wechseln des Mittelungsgebietes tritt also bei den großturbulenten Größen AE und CE genau der umgekehrte Effekt auf als bei den Größen A und C.

Zusammenfassend sollen noch einmal die beiden wichtigsten bisherigen Ergebnisse der laufenden Untersuchung genannt werden:

1. Das barokline Modell des Deutschen Wetterdienstes liefert hinreichend gute Felder für die realistische Berechnung einiger energetischer Größen entsprechend der Kieler Untersuchung der Hamburger Sturmflutwetterlage.
2. Die resultierenden Felder hängen stark ab von der Auswahl des Teilgebietes der Atmosphäre zur Definition des horizontal-homogenen Zustandes als Referenzzustand.

## DANKSAGUNG

Für diese Untersuchung im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 39 Berlin wurden mir viele Hilfen zuteil. Besonders danken möchte ich Herrn Prof. H. Fortak und Herrn Dipl.-Met. E. Hollan für wertvolle Anregungen und für das Anfertigen der Zeichnungen.

## LITERATUR

- Defant, Fr., H. Fechner und P. Speth, 1972, Synoptik und Energetik der Hamburger Sturmflutwetterlage vom Februar 1962. Ber. Dt. Wetterd. 127
- Dutton, J.A. and D.R. Johnson, 1967, The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics. Adv. Geophys. 12
- Edelmann, W., 1968, Vom Analysenausgleich bis zur baroklinen Vorhersage. Offenbach
- Fortak, H., pers. Mitt.
- Lange, H.J., 1975, Berechnung von Feldern der verfügbaren potentiellen Energie und ihrer Umwandlung in kinetische Energie aus dem baroklinen Hemisphärenmodell des Deutschen Wetterdienstes. Phys. Atmosph. 48, 119
- Lorenz, E.N., 1955, Available potential energy and the maintenance of the general circulation. Tellus 7, 157
- Margules, M., 1963, Über die Energie der Stürme. Jahrb. Zentralanst. Meteorol. 46, 1-26
- Oort, A.H., 1964, On estimates of the atmospheric energy cycle. Monthly Weather Rev. 92, 483
- Speth, P., 1972, Die verfügbare potentielle Energie und der Transfer zwischen zonaler und turbulenter verfügbarer potentieller Energie der Hamburger Sturmflutwetterlage vom Feb. 1962. Beitr. Phys. Atmosph. 45, 121
- Speth, P., 1972, Die Umsetzung zwischen verfügbarer potentieller und kinetischer Energie der Hamburger Sturmflutwetterlage vom Febr. 1962. Arch. Met. Geophys. Biokl. (A) 21, 45

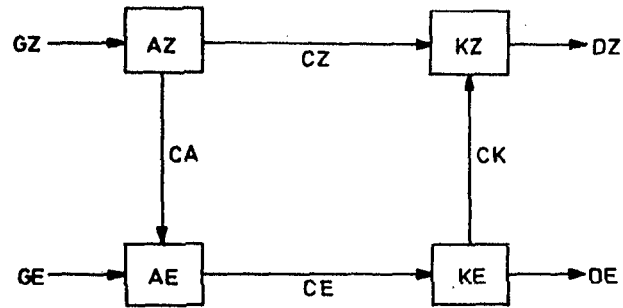


Abb. 1: Energieflußschema nach LORENZ

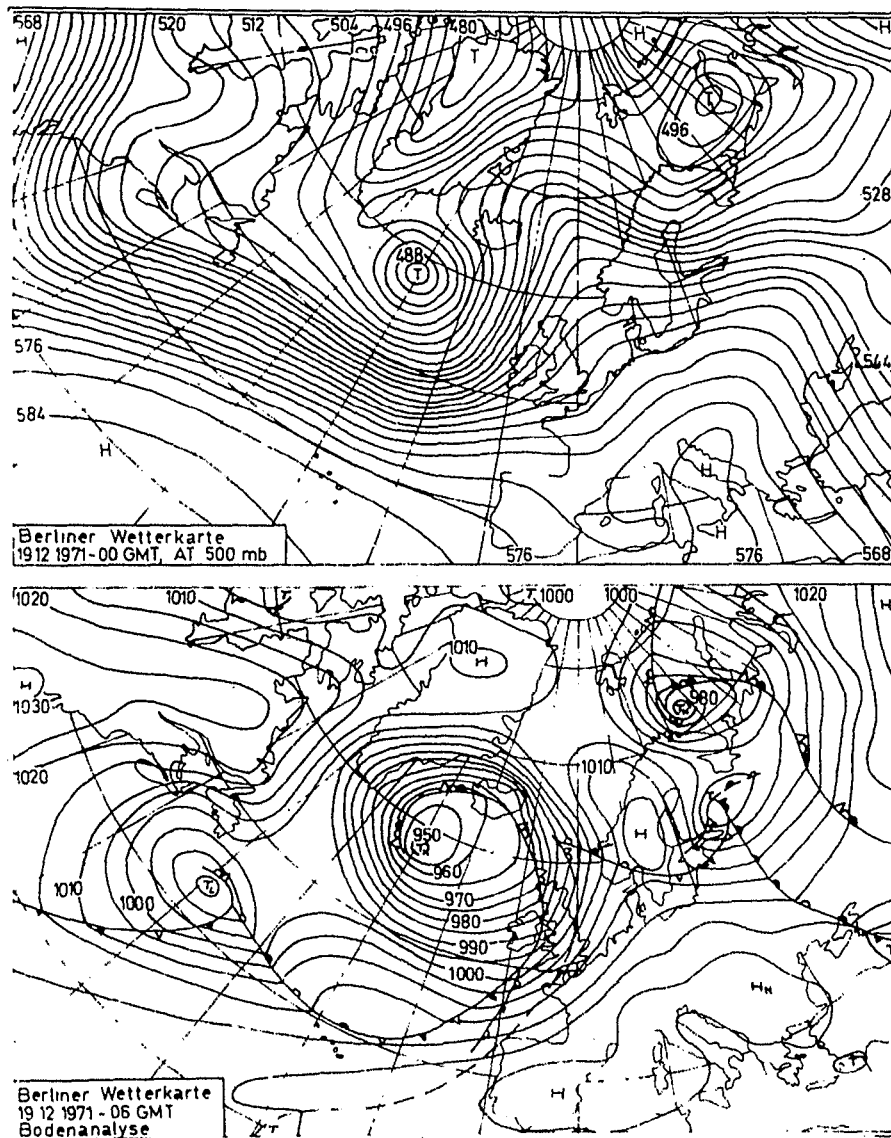


Abb. 2: Berliner Wetterkarte vom 19.12.1971

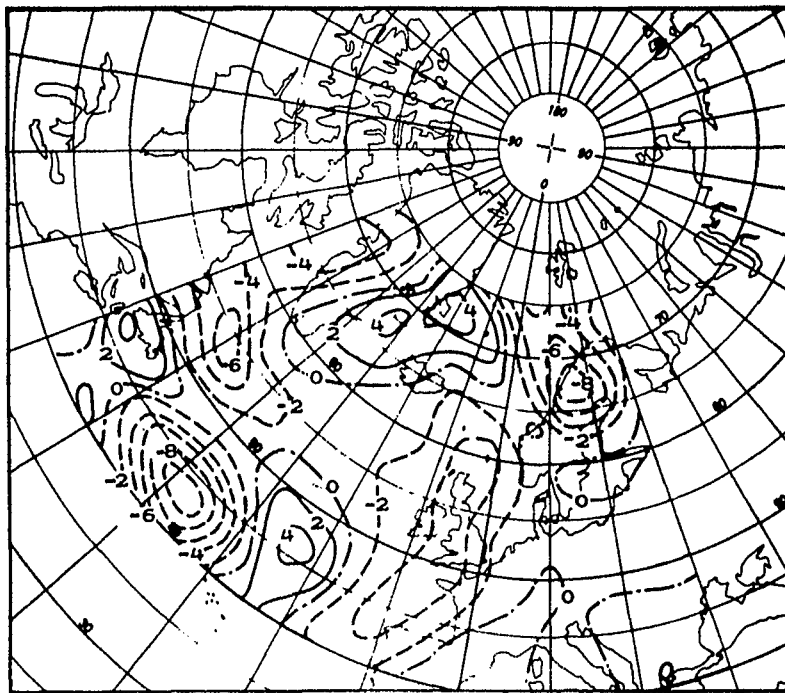
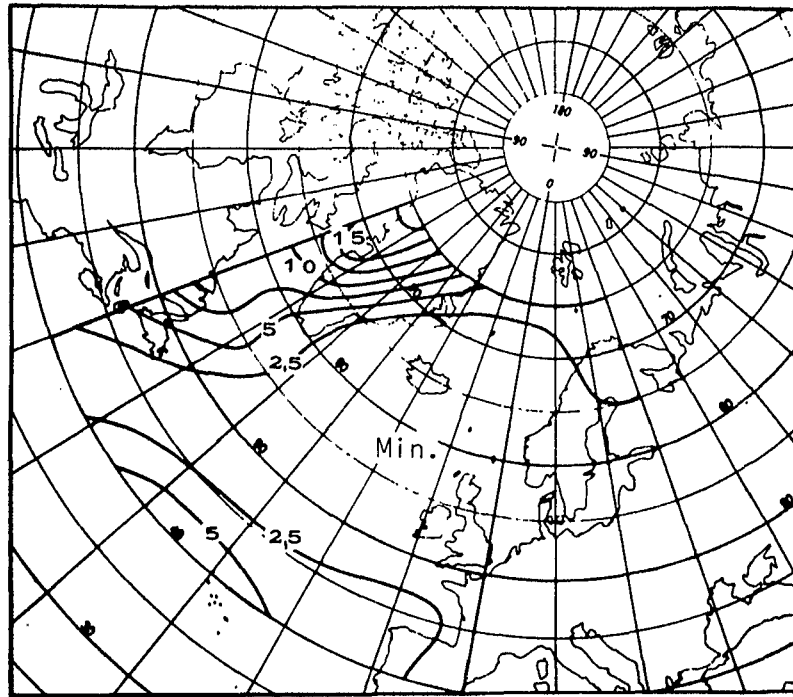


Abb. 3: Vertikal integrierte energetische Felder für das Teilgebiet

60° W - 30° E, 40° N - 75° N.

Oben: Verfügbare potentielle Energie A (in  $10^6$  Joule/m<sup>2</sup>)

Unten: Umwandlung C von kinetischer in verfügbare potentielle  
Energie (in  $10$  Watt/m<sup>2</sup>)

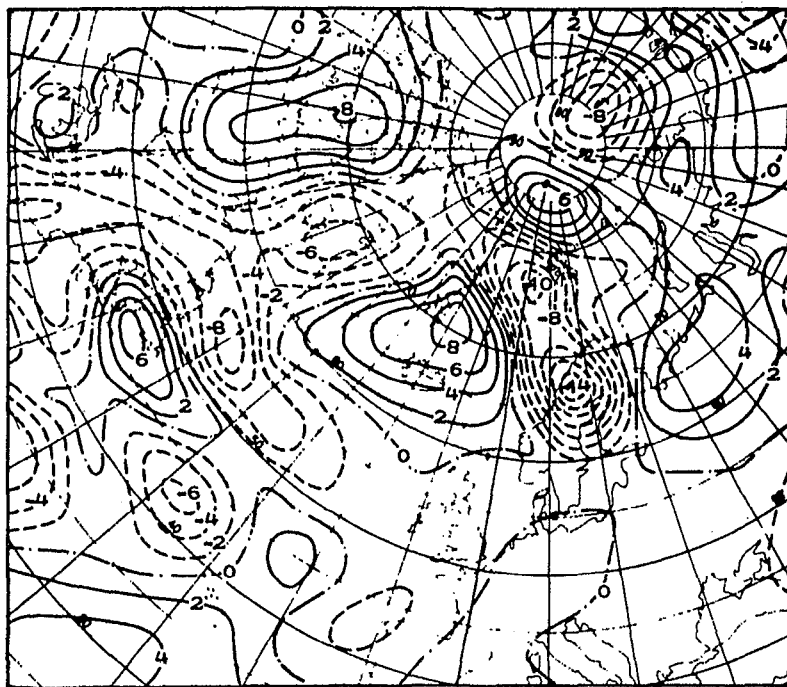
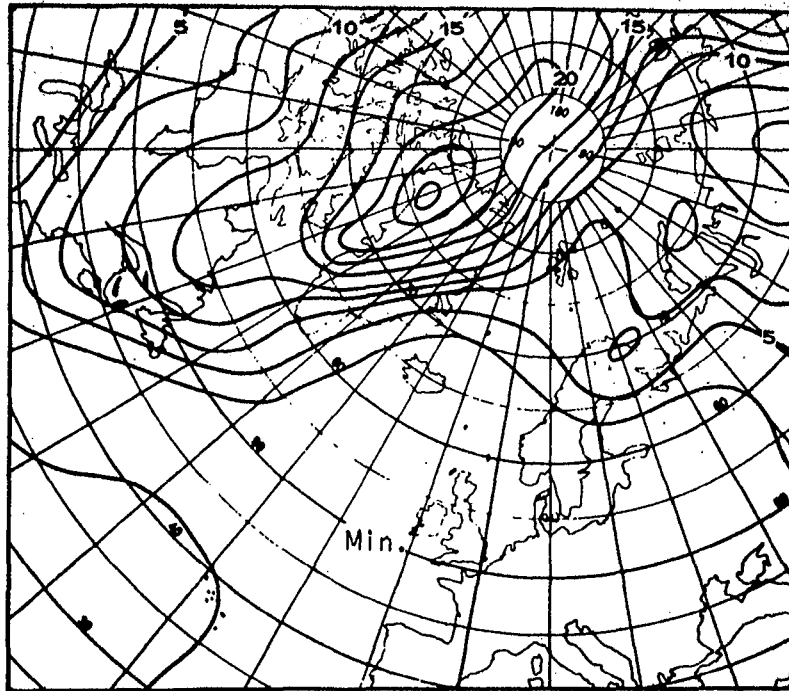


Abb. 4: Ausschnitt von vertikal integrierten energetischen Feldern für die Nordhalbkugel.

Oben: Verfügbare potentielle Energie A (in  $10^6$  Joule/m<sup>2</sup>)

Unten: Umwandlung C von kinetischer in verfügbare potentielle Energie (in  $10$  Watt/m<sup>2</sup>)

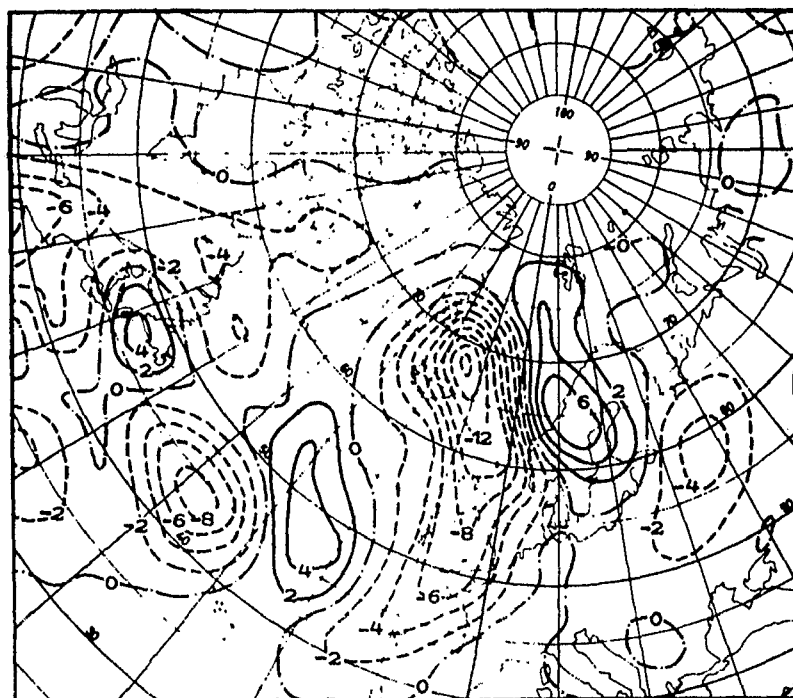
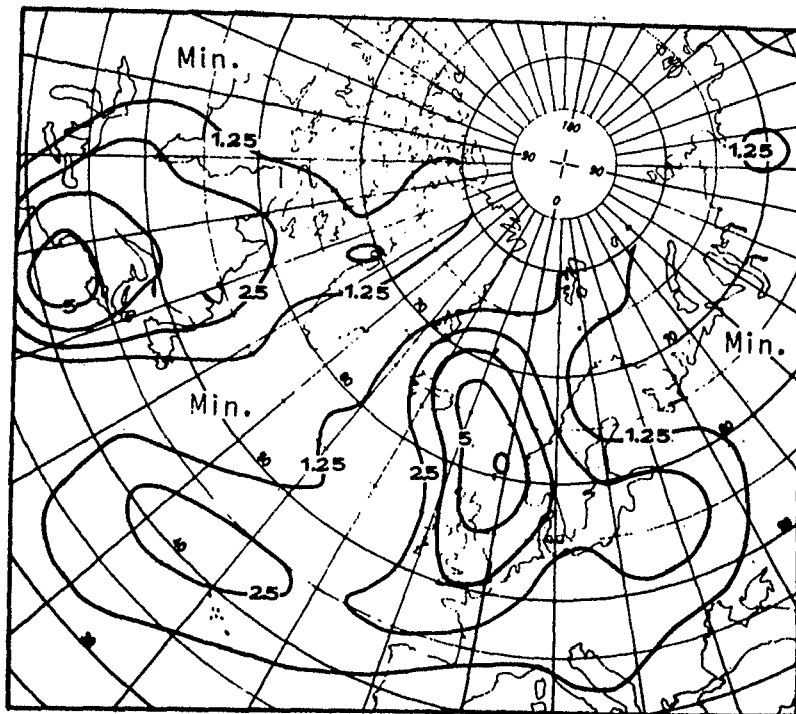


Abb. 5: Ausschnitt von vertikal integrierten energetischen Feldern für die Nordhalbkugel.

Oben: Großturbulente verfügbare potentielle Energie AE  
(in  $10^6$  Joule/m<sup>2</sup>)

Unten: Umwandlung von KE von großturbulenter kinetischer in  
großturbulente verfügbare potentielle Energie (in  $10$  Watt/m<sup>2</sup>)

## 6. WÄRME- UND WASSERDAMPFTRANSPORT IN DER HADLEY-ZELLE UEBER DEM NORDATLANTIK

(von Mitarbeitern des METEOROLOGISCHEN INSTITUTS DER  
UNIVERSITÄT, der Forschungsgruppe RADIOMETEOROLOGIE  
AN DER UNIVERSITÄT und des MAX-PLANCK-INSTITUTS FÜR  
METEOROLOGIE in Hamburg)

### a. Einleitung

Der Energiehaushalt der Troposphäre wird in den niederen Breiten in besonders starkem Maße von den Austauschvorgängen an der Meeresoberfläche und den Wärme- und Wasserdampftransporten in der atmosphärischen planetarischen Grenzschicht bestimmt. Dementsprechend ist es notwendig, die damit verknüpften physikalischen Prozesse zu erforschen und in Zirkulationsmodellen zu berücksichtigen. Experimentelle Untersuchungen im letzten Jahrzehnt haben die Vorstellung erhärtet, daß neben den großräumigen Bewegungsabläufen auch Skalenbereiche betrachtet werden müssen, die wesentlich kleiner sind als die Maschenweite des synoptischen Beobachtungsnetzes und der Gitterabstand numerischer Rechenmodelle. Folglich konzentrieren sich theoretische und experimentelle Studien seit einiger Zeit auf die Klärung der Zusammenhänge zwischen den unterschiedlichen Bereichen des atmosphärischen Bewegungsspektrums. Eine besondere Bedeutung kommt dabei den mikroturbulenten Diffusionsvorgängen nahe der Meeresoberfläche und den konvektiven Vertikaltransporten zu, die bis zur Tropopause reichen können.

Während des Atlantischen Passatexperimentes 1969 (APEX) konnten sowohl die großräumigen (skaligen) als auch kleinräumigen (subskaligen) Energie- und Impulstransporte in der Hadleyzelle im Bereich des atlantischen NE-Passats bestimmt werden. Eine Darstellung der ersten Ergebnisse findet man bei E. AUGSTEIN et al. (1973) und B. BRÜMMER et al. (1974).

Im Februar 1969 bildeten die deutschen Forschungsschiffe "Meteor" und "Planet" sowie das US-amerikanische "Discoverer" fast 3 Wochen lang im Nordostpassat ein driftendes Dreieck, von dessen Eckpunkten aus ein intensives aerologisches Programm durchgeführt wurde (Abb. 1). In dreistündlicher Folge wurden gleichzeitig von den drei Schiffen aerologische Sondierungen der vertikalen Wind-, Temperatur- und Feuchteverteilung vorgenommen. Diese Messungen wurden zeitweilig durch Radiosondenaufstiege von dem britischen Forschungsschiff "Hydra" ergänzt. Durch Vergleichsmessungen aller Schiffe konnten systematische Meßfehler eliminiert werden. Mit Hilfe von Bojen wurde der Fluß von fühlbarer und latenter Wärme nahe der Meeresoberfläche gemessen. Damit waren die Voraussetzungen gegeben, Berechnungen des Masse- und Energiehaushaltes der Atmosphäre - ohne schwerwiegende Einschränkungen - aufgrund von Meßdaten durchzuführen.

Zu diesem Zweck wurde die atmosphärische Säule von der Tropopause (100 mb-Niveau) beginnend bis hinab zum 700 mb-Niveau in Schichten von jeweils 100 mb Dicke unterteilt. Die untere Troposphäre wurde in weitere 4 Abschnitte gegliedert, deren zeitlich variable Grenzen durch die charakteristische Vertikalstruktur der Passatgrundschicht bestimmt werden. In der Abb. 2 wird dieser Vertikalaufbau durch die Temperatur- und Feuchteprofile dargestellt, die mit hochauflösenden Spezialsonden im ungestörten Passat gemessen wurden. Eine ausführliche Diskussion der Schichtstruktur der Passatgrundschicht findet man bei E. AUGSTEIN et al. (1974). Die unterste Schicht ist durch einen adiabatischen Temperaturgradienten und nahezu konstante Feuchte gekennzeichnet. Sie reicht von der Meeresoberfläche bis zu einer dünnen Übergangsschicht in etwa 600 m Höhe, in der wir im Mittel eine Isothermie und eine starke Abnahme der spezifischen Feuchte vorfinden. In der Höhe dieser Schicht liegt auch das Kondensationsniveau, und zwar etwa bei 955 mb. Bei unserer Analyse wurde demzufolge der Bereich vom Boden bis zum 955 mb-Niveau als unterste Schicht festgelegt. Als zweite Schicht darüber wurde für die folgenden Rechnungen die Wolkenschicht bis zur Unter-



grenze der Passatinversion gewählt. Die Inversion bildet die nächste Schicht mit variablen Grenzen und schließlich folgt der Abschnitt zwischen der Inversionsobergrenze und der 700 mb Fläche als letzter Bereich der speziellen Unterteilung der unteren Troposphäre.

Die Berechnung der Massen- und Energietransporte erfolgte mit Tagesmitteln der über die jeweilige Schichtdicke integrierten Wind-, Temperatur- und Feuchtwerte, so daß kleinskalige lokale Meßwertschwankungen keinen Einfluß auf die Resultate haben. Aufgrund des Wettergeschehens läßt sich die gesamte Meßserie in 3 Zeitabschnitte unterteilen. Während der ersten 7 Tage wurde das Meßgebiet von einer gut ausgeprägten Passatströmung bestimmt. Die Wolkenbildung war vornehmlich durch Passatcumuli (cumulus humilis, cumulus fractus) charakterisiert, Niederschlag wurde in dieser Zeit nicht beobachtet. Es folgte eine zweite gestörte Periode mit schwacher Passatzirkulation. Während dieser Zeit nahm die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) mit hochreichender Cumulus Konvektion und Niederschlägen den südlichen Bereich des Dreiecks ein, während der größte Teil der Fläche ebenso wie im ersten Abschnitt nur durch geringe konvektive Aktivität gekennzeichnet war. Im hier nicht weiter betrachteten 3. Abschnitt entsprach die Wetterlage etwa der des ersten.

#### b. Energiehaushalt im ungestörten Passat

Die Berechnung des Energiebudgets hängt entscheidend von der Genauigkeit der Abschätzung des Massenhaushalts in dem betrachteten Volumen ab. Zur Balancierung des letzteren wurde angenommen, daß in der Säule am Boden bis zur Tropopause insgesamt weder Masse importiert noch exportiert wird, abgesehen von dem Betrag, der der Bodendrucktendenz entspricht. In den Fällen, in denen diese Bedingungen durch unsere Rechnungen nicht a priori erfüllt waren, wurden aufgrund hier nicht weiter erläutelter Annahmen Korrekturen zur Abstimmung des Haushaltes angebracht. Die dann abgeleiteten Profile der horizontalen Geschwindigkeitsdivergenz

und Vertikalbewegung für die erste Phase sind bis zum 300 mb-Niveau in der Abb. 3 wiedergegeben.

Wir finden unterhalb der Inversion eine ausgeprägte Divergenz mit besonders großen Beträgen in den unteren 500 m. Von der Inversionsuntergrenze bis 700 mb tritt eine fast ebenso große Konvergenz auf, so daß der horizontale Massenausport in der Grundsicht durch Import bis zum 700 mb-Niveau nahezu kompensiert wird. Entsprechend weist das vertikale Bewegungsfeld den größten abwärts gerichteten Massenfluß in der Nähe der Inversionsuntergrenze auf und nimmt in 700 mb fast auf Null ab. Darüber finden sich geringere Absinkraten gemäß der schwachen Divergenz. Die Inversion markiert also den Bereich stärkster Absinkbewegung und ist nicht, wie früher angenommen (H. v. FICKER, 1936), eine Grenzzone unterschiedlicher Luftmassen. Es erscheint vielmehr plausibel, daß die oben beschriebenen Eigenschaftsdiskontinuitäten (Temperatur- und Feuchtesprünge) durch eine kombinierte Wirkung skaliger und subskaliger Prozesse erzeugt und aufrecht erhalten werden (E. AUGSTEIN, 1974).

Einen näheren Einblick in diese Vorgänge vermitteln die Energietransporte, die in Abb. 4 für den Wasserdampf ( $Lq$ ), die sensible Wärme (Enthalpie) und geopotentielle Energie ( $c_p T + gz$ ), also getrennt nach feuchtem und trockenem Anteil, dargestellt sind. Die ausgezogenen Kurven stellen den jeweiligen Eigenschaftstransport durch die großräumige Vertikalbewegung dar und die gestrichelten markieren die subskaligen Flüsse, die als Residuum bestimmt werden. Man erkennt, daß durch die großskaligen Prozesse in der gesamten Troposphäre Energie abwärts transportiert wird mit einem Maximum im Inversionsniveau. Der an der Meeresoberfläche aufgenommene Wasserdampf wird zu über 50 % durch subskalige Prozesse in die Inversion aufwärts getragen, wobei allerdings nur ein geringer Teil in die mittlere Troposphäre gelangt. Durch die starke Flußkonvergenz in der Inversion wird somit der Austrocknungseffekt des großräumigen Absinkens kompensiert.

Die subskaligen Flüsse der fühlbaren Wärme sind um eine

Größenordnung kleiner als die Transporte der mittleren Bewegung. Folglich ist eine Balance des Haushaltes von  $(c_p T + gz)$  in diesem Bereich der Hadley-Zelle im wesentlichen bestimmt durch horizontale Advektion. Damit wird die Abschätzung von H. RIEHL und J.S. MALKUS (1958) bestätigt, daß die entscheidenden Energietransporte in die mittlere und hohe Troposphäre nicht im Passat sondern in den sog. hot-towers der ITCZ stattfinden.

Aus der Nettokurve der vertikalen Wasserdampftransporte folgte, daß die unterhalb der Inversion auftretenden starken horizontalen Feuchteexporte sowohl aus der Verdunstung als auch aus dem mittleren Abwärtstransport gespeist werden. Dieser Wasserdampf wird als latente Wärme in die ITCZ verfrachtet. Dort findet die Umwandlung in fühlbare Wärme und geopotentielle Energie beim Aufsteigen der Luft in Cumulonimben (hot-towers) statt. Damit nährt die im Passatgebiet gewonnene Energie den Antriebsmechanismus der großräumigen tropischen Zirkulationszelle.

Nur 10 % des verdunsteten Wassers durchstoßen die Inversionsobergrenze. Dieser geringe Anteil reicht jedoch aus, um oberhalb der Inversion den mittleren Abwärtstransport von latenter Wärme zu balancieren.

Im  $(c_p T + gz)$ -Budget muß auch die Strahlung berücksichtigt werden, die die Atmosphäre im Mittel um  $1-2^{\circ}\text{C}$  pro Tag abkühlt. Ein erheblicher Teil der Vertikaldivergenz der in Abb. 4 rechts angegebenen Transporte unterhalb der Inversion dient zum Ausgleich der Strahlungsabkühlung. Diese Abbildung zeigt weiterhin, daß die subskaligen Flüsse unterhalb der Inversion eine Erwärmung (Konvergenz des Flusses) und in der Inversion eine Abkühlung (Divergenz des Flusses) bewirken. Dieser Effekt könnte durch Passatcumuli, die in die Inversion hineinstoßen, ohne sie zu durchsetzen, erklärt werden. Qualitativ erlaubt dieser Prozeß auch die Erklärung der starken subskaligen Feuchtekonvergenz in der Inversion. Erste Modellrechnungen (E. AUGSTEIN, 1974) bestätigen die Richtigkeit dieser Hypothese.

Die sich aus unseren Rechnungen ergebenden Anteile der verschiedenen Prozesse an der Gesamtenergiebilanz für die betrachtete Luftsäule sind in der Tabelle 1 zusammengefaßt.

TABELLE 1

	$L_q$		$(c_p T + gz)$	
	Zufuhr	Entzug	Zufuhr	Entzug
Verdunstung	380	-	-	-
sens. Wärmefluß v. Ozean in die Atmosphäre	-	-	20	-
Strahlung	-	-	-	223
Niederschlag	-	-	-	-
Tendenz	-	12	17	-
Gesamtdivergenz	-	394	210	-
Gesamt	380	406	247	223
Balance (Zufuhr-Entzug)	- 26		+ 24	

Die sich ergebende Inbalance wird als Folge der Meßunsicherheit erklärt. Zusammenfassend läßt sich sagen, daß für den Energiehaushalt kleinskalige Prozesse vor allem in der Passatgrundschicht bis zur Inversionsobergrenze eine Rolle spielen. Die Strahlungsabkühlung wird oberhalb der Inversion - wie eine Abschätzung zeigt - nahezu ausschließlich durch Umwandlung von potentieller Energie in sensible Wärme durch großräumiges Absinken kompensiert.

c. Energiehaushalt im gestörten Passat

Die zweite Phase des Experimentes war durch hochreichende Konvektion im Südtteil des Meßgebietes stark beeinflusst. Folglich muß nun auch der Niederschlag und die damit zusammenhängende Nettokondensationserwärmung berücksichtigt werden. Abb. 2 (gestrichelte Linie) zeigt typische Veränderungen in der Vertikalstruktur durch Einfluß starker Cumulus-Konvektion. Die Schichtstruktur ist weitgehend zerstört und besonders oberhalb der Höhe, in der im Mittel die Inversion zu finden ist, hat eine starke Erhöhung des Wasserdampfgehaltes stattgefunden. Für den nördlichen Bereich des Dreiecks liefert der Fortbestand der detaillierten Schichtstruktur Anhaltspunkte dafür, daß in einem Teil des Meßgebietes ähnliche Bedingungen wie in der ersten Phase vorherrschen. Die Vorgänge im südlichen Gebiet modifizieren das Gesamtbild dennoch deutlich. Aus der Inhomogenität des Meßgebietes erwachsen weiterhin Schwierigkeiten, die eine zufriedenstellende Deutung der Ergebnisse nur bedingt zulassen.

Die Ergebnisse der Horizontaldivergenz und des vertikalen Massenflusses sind in der Abb. 5 wiedergegeben. Das Divergenzprofil der Grundschicht entspricht im Prinzip dem des ungestörten Falles. Es weist jedoch quantitativ erheblich kleinere Werte in der Schicht unterhalb der Wolken auf. Die Absinkbewegung hat ein Maximum bei etwa 950 mb und geht im Inversionsniveau auf Null. Oberhalb der Inversion pendelt das Divergenzprofil um Null, wobei die Konvergenz leicht überwiegt, woraus ein aufwärts gerichteter Massenfluß in dem gesamten Bereich bis zur Tropopause folgt. Die errechneten vertikalen Energieflüsse sind in der Abb. 6 angegeben. Im Unterschied zu dem ungestörten Fall ist hier das Inversionsniveau nicht mehr als Barriere für die subskaligen Flüsse ausgezeichnet. Diese reichen nun vielmehr bis in die mittlere teils sogar hohe Troposphäre. Ohne Berücksichtigung von Kondensation bleibt der berechnete subskalige Wasserdampf- fluß oberhalb der Inversion etwa konstant und der abwärts gerichtete Fluß von Enthalpie und geopotentieller Energie

erreicht bei 300 mb einen beträchtlichen Wert. Zu realistischeren Verteilungen gelangt man, wenn man annimmt, daß der subskalige Wasserdampffluß in 300 mb verschwindet, indem man durch Kondensation eine Wasserdampfsenke einführt. Da keine quantitativen Niederschlagswerte vorliegen, kann hier nur eine Abschätzung dieses Effektes vorgenommen werden. Um der obigen Forderung zu genügen, müssen wir soviel Wasserdampf kondensieren, daß wir für das gesamte Dreieck einen Niederschlag von 0,3 cm/Tag erhalten. Nehmen wir an, daß der Niederschlag nur auf das südliche Drittel der Fläche gefallen ist, weil dort die ITCZ lag, so ergibt sich ein Wert von ca. 1 cm/Tag. Derartige Niederschlagswerte kommen in der Innertropischen Konvergenzzone durchaus vor.

Die Vertikalverteilung des flüssigen Wassers wurde entsprechend der Angaben von J.S. SIMPSON und V. WIGGERT (1969) vorgenommen, die auf Messungen in tropischen maritimen Wolken beruhen. Die dann sich ergebende Kurve des residualen turbulenten Wasserdampftransportes ist strichpunktiert in der Abb. 6 eingezeichnet. Aufgrund der durch Kondensation erzeugten Wärmequelle verändert sich der Fluß von  $(c_p T + gz)$  ebenfalls entsprechend der strichpunktierten Kurve in der Abb. 6. Es bleibt hier jedoch oberhalb von 400 mb noch ein Restfluß, der wahrscheinlich auf die Unsicherheit unserer Abschätzungen zurückzuführen ist. In diesem Zusammenhang muß beachtet werden, daß das Residuum im  $(c_p T + gz)$ -Budget als eine kleine Differenz großer Größen bestimmt wird und daher viel unsicherer ist als das der subskaligen Wasserdampftransporte. Ferner ist auch zu berücksichtigen, daß in der gestörten Phase die Annahme linearer Änderungen zwischen den Eckpunkten des Dreiecks nur bedingt erfüllt war.

Im Gegensatz zur ersten Periode mit ungestörtem Passat reicht in der gestörten Phase der subskalige Transport in größere Höhen. Der horizontale Wasserdampfexport in der Grenzschicht ist stark reduziert, wobei gleichzeitig die mittlere Zirkulation als abgeschwächt erscheint.

TABELLE 2

	Lq		(c <sub>p</sub> T+gz)	
	Zufuhr	Entzug	Zufuhr	Entzug
Verdunstung	260	-	-	-
sens. Wärme- fluß v. Ozean i.d. Atmosphäre	-	-	13	-
Strahlung	-	-	-	271
Niederschlag	-	180	180	-
Tendenz	-	86	17	-
Gesamtdiver- genz	5	-	-	41
Gesamt	265	266	210	312
Balance (Zufuhr-Entzug)	-1		-102	

#### d. Schlußbemerkungen

Die Betrachtung der Energietransporte in einer ungestörten und einer teilweise gestörten Passatströmung zeigt einige Zusammenhänge zwischen großskaligen und subskaligen Anteilen des Bewegungsspektrums auf. Insbesondere wird die tiefgreifende Wirkung unterschiedlich ausgeprägter Cumuluskonvektion deutlich. Der vertikale thermodynamische Aufbau der planetarischen Grenzschicht der Atmosphäre wird offensichtlich durch das Zusammenwirken eines weiten Skalenbereichs kontrolliert. Änderungen des Energiespektrums führen zu markanten Variationen der vertikalen Schichtung. Durch diese Beobachtungen wurde ein umfangreiches Datenmaterial gewonnen, das zur Verifikation von Modellvorstellungen über die subskaligen Wärme- und Wasserdampftransporte verwandt werden kann.

## LITERATUR

- Augstein, E., H. Riehl, F. Ostapoff und V. Wagner, 1973,  
Mass and energy transports in an undisturbed Atlantic  
trade-wind flow. Monthly Weather Rev. 101, 101-111
- Augstein, E., H. Schmidt und F. Ostapoff, 1974, The vertical  
structure of the atmospheric planetary boundary  
layer in undisturbed trade winds over the Atlantic  
Ocean. Boundary Layer Meteorol., pp. 22. (In print.)
- Augstein, E., 1974, The vertical structure of the trade wind planetary  
boundary layer, its generation and maintenance.  
Vortr., Int. Trop. Meteorol. Meeting Nairobi.  
(Summary in: AMS 54, 10, 1973, Veröff. in Vorbereitung)
- Brocks, K., 1972, Die Atlantische Expedition 1969 (GARP) mit dem  
Atlantischen Passatexperiment (APEX).  
Meteor-Forschungsergeb. (A) 10, 1-30, Berlin-Stuttgart
- Brümmer, B., E. Augstein und H. Riehl, 1974, On the low-level  
wind structure in the Atlantic trade. Quart. J. R. Met.  
Soc. 100, 109-121
- Ficker, H.v., 1936, Die Passatinversion. Veröff. Meteorol. Inst. Berlin 1, 4
- Riehl, H. and J.S. Malkus, 1958, On the heat balance of the Equatorial  
Trough Zone. Geophysica 6, 503-538
- Simpson, J.S. and V. Wiggert, 1969, Models of preceipatin cumulus  
towers. Monthly Weather Rev. 79, 471-489
- Wagner, V., 1974, Zusammenhänge zwischen der troposphärischen Zirkulation  
und den energetischen Prozessen im Bereich der Hadley-  
Zirkulation über dem Atlantik. (Veröff. in Vorbereitung)



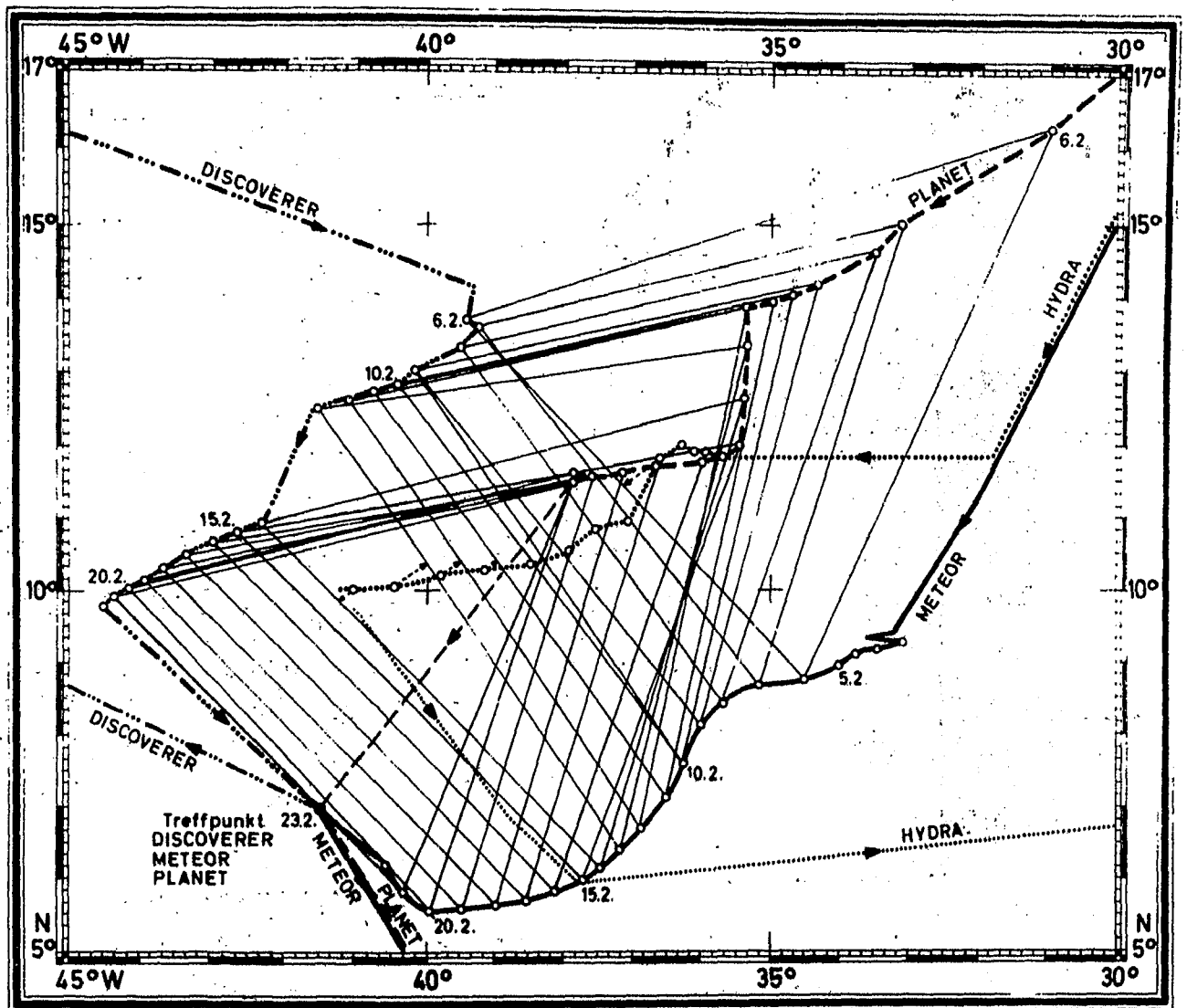


Abb. 1: Das APEX-Dreieck (nach K. BROCKS, 1972)

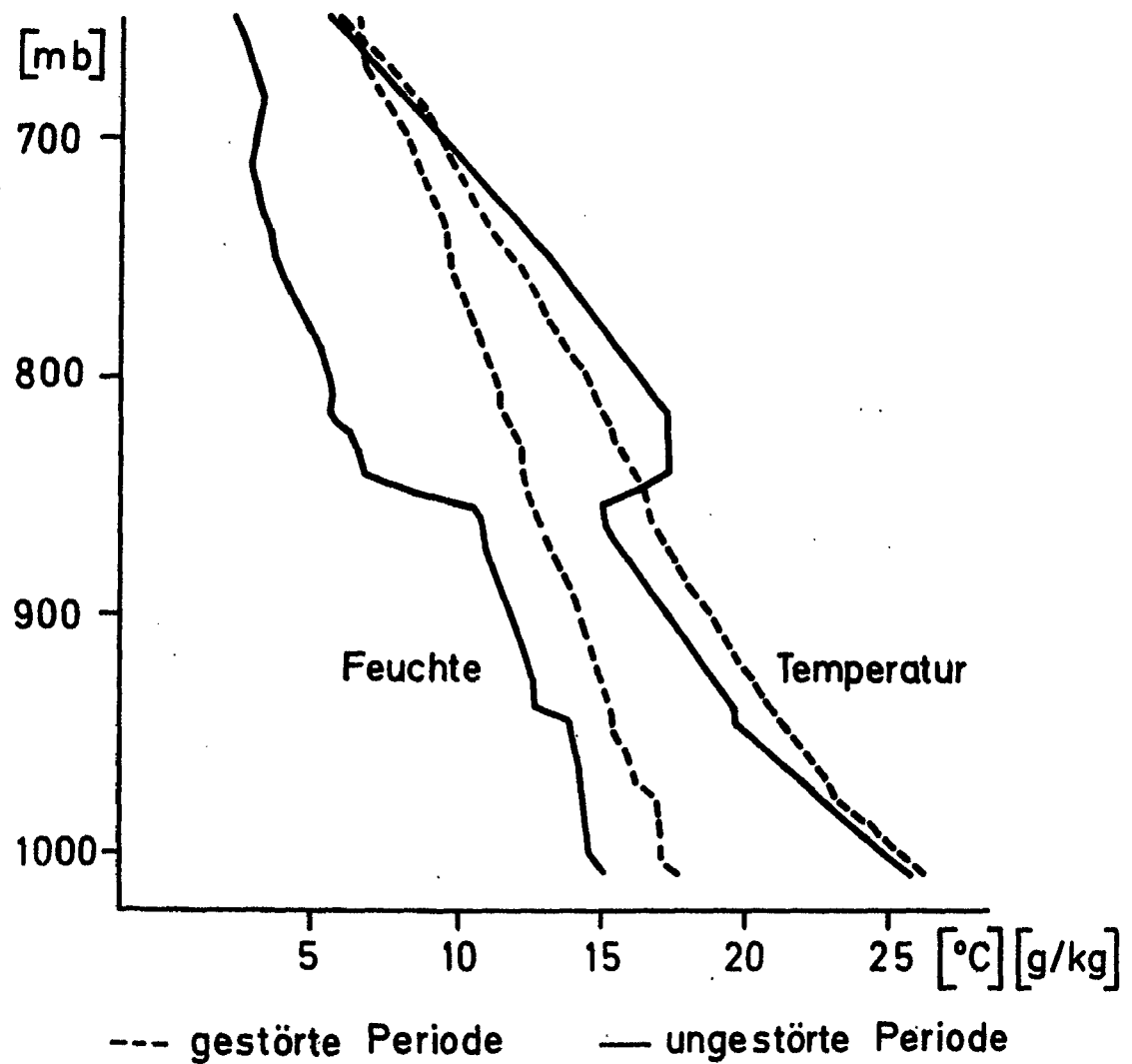


Abb. 2: Vertikalverteilung der Temperatur und spezifischen Feuchte während APEX, gemessen am FS "METEOR". Ausgezogen: ungestörte, gestrichelt: gestörte Periode

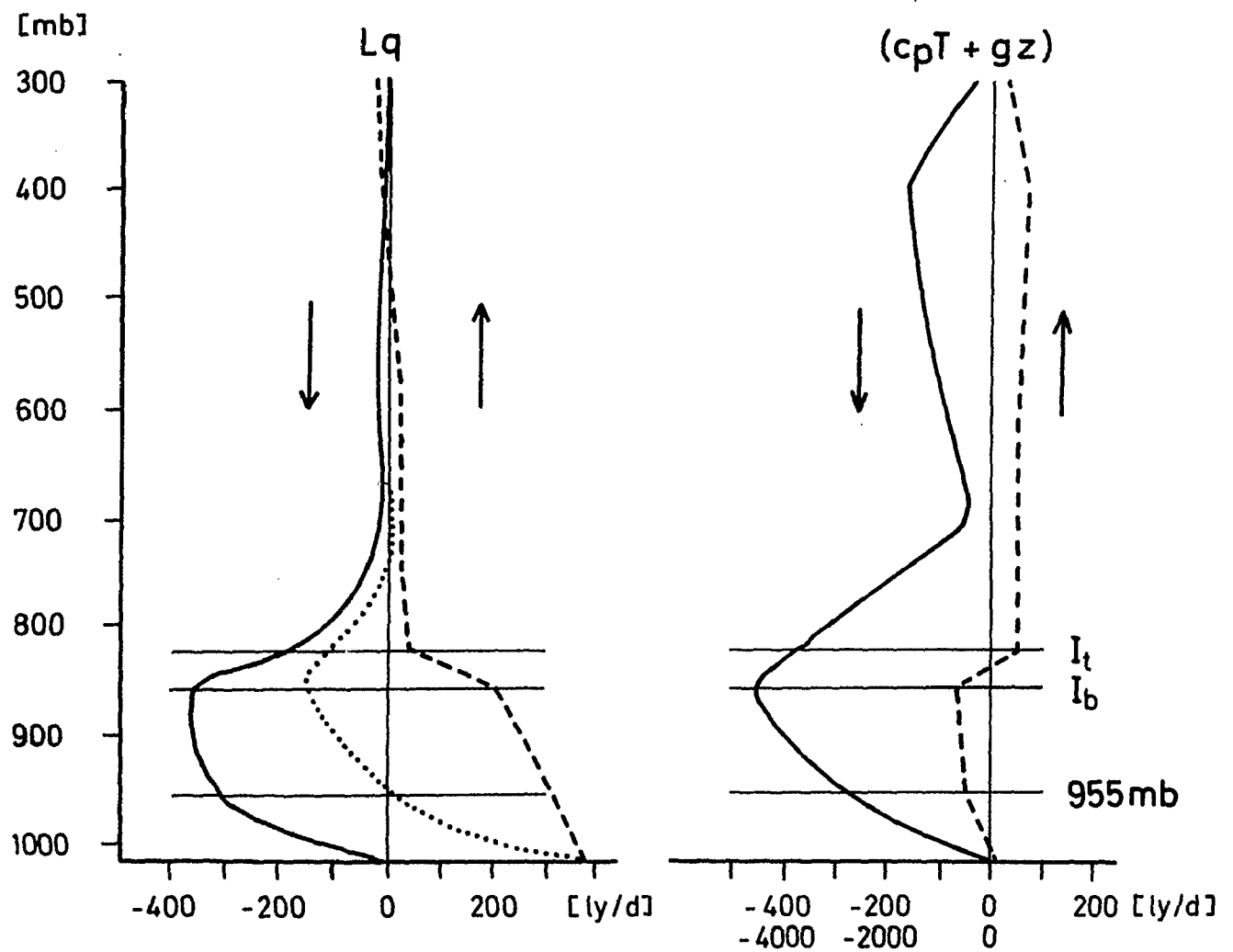


Abb. 4: Die vertikalen Transporte latenter Wärme (links) sowie der Enthalpie und potentiellen Energie (rechts) während APEX. Ausgezogen: mittlere Bewegung (dazu untere Skala), gestrichelt: subskaliger Anteil (dazu obere Skala), punktiert: Nettofluß (nach V. WAGNER, 1974)

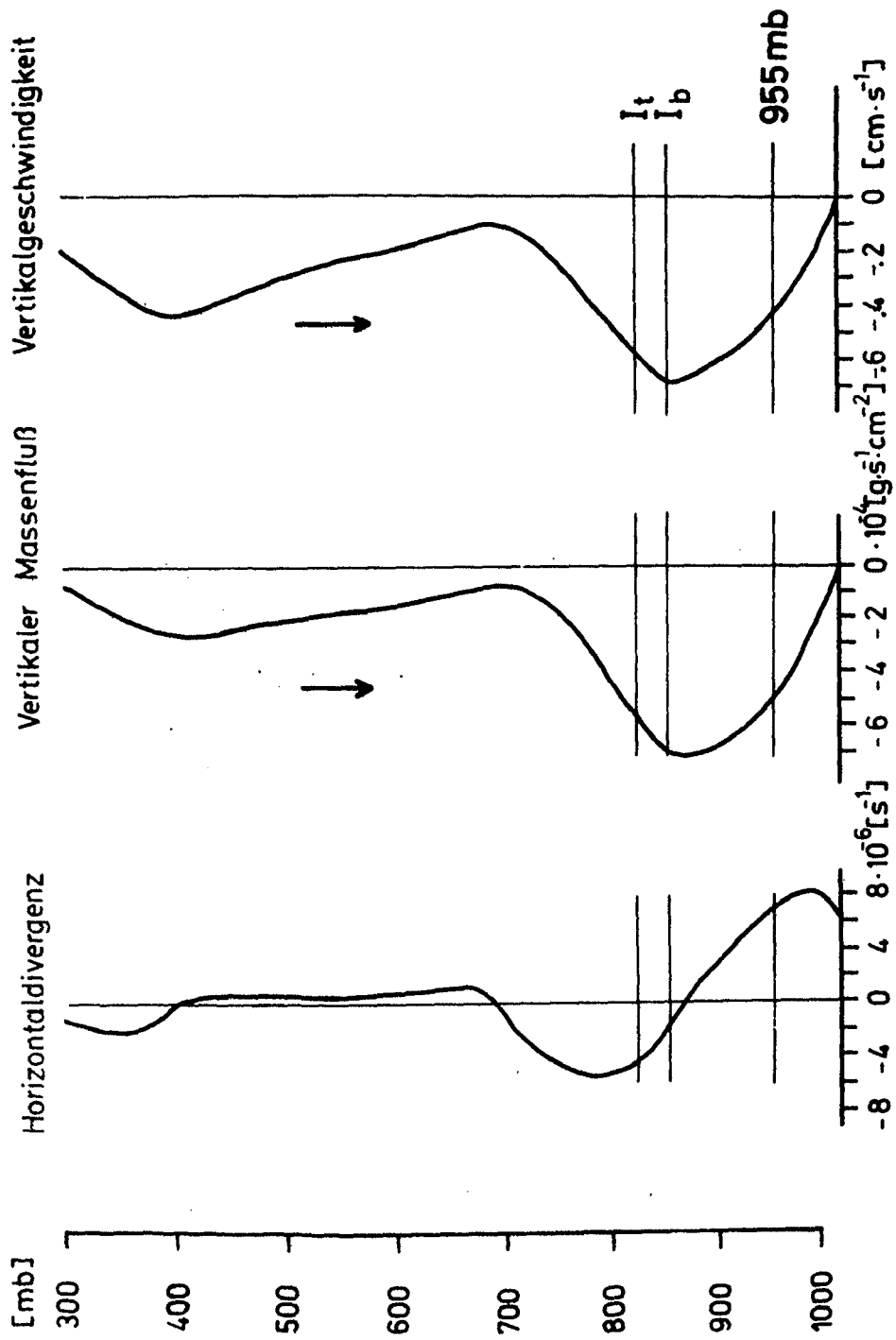


Abb. 3: Profile der Horizontaldivergenz, des vertikalen Massenflusses und der Vertikalbewegung während der ungestörten Phase des APEX (nach V. WAGNER, 1974)

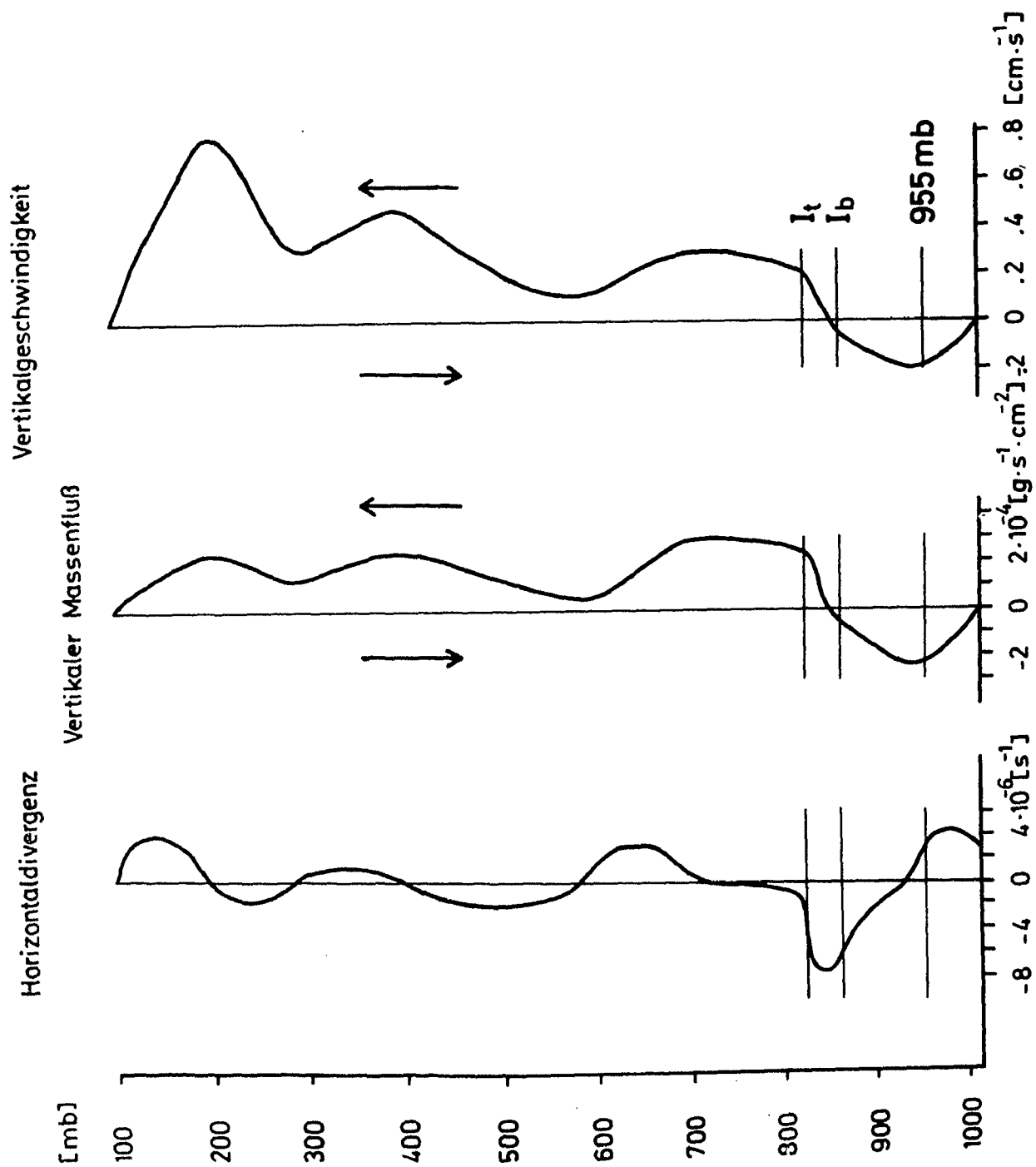


Abb. 5: Profile der Horizontaldivergenz, des vertikalen Massenflusses und der Vertikalbewegung während der gestörten Phase des APEX (nach V. WAGNER, 1974)

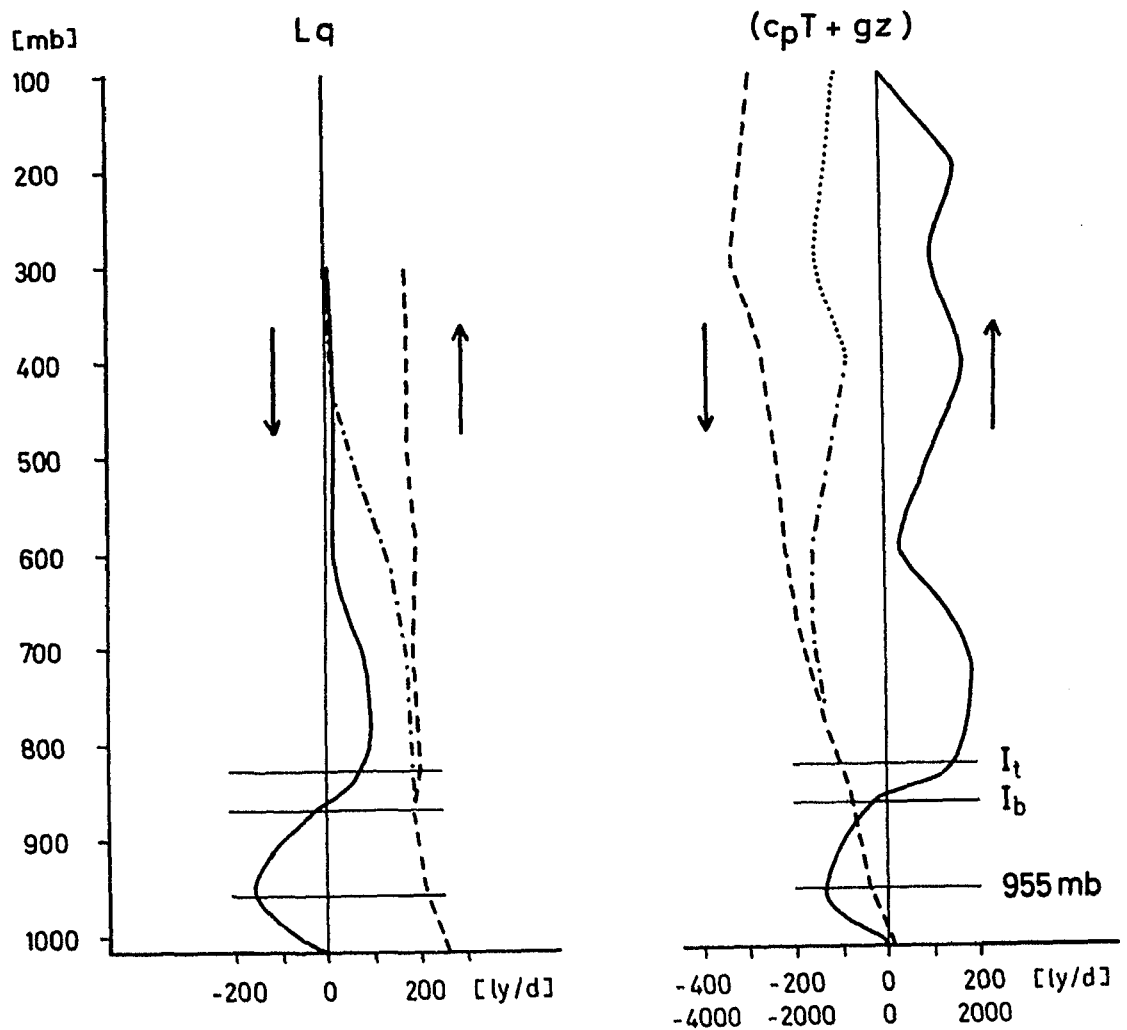


Abb. 6: Die vertikalen Transporte latenter Wärme (links) sowie der Enthalpie und potentiellen Energie (rechts) während APEX. Ausgezogen: mittlere Bewegung (dazu untere Skala), gestrichelt: subskaliger Anteil (dazu obere Skala), strichpunktiert: subskaliger Anteil bei Berücksichtigung von Niederschlag (nach V. WAGNER, 1974)

## 7. BESTIMMUNGEN DES PLANETAREN STRAHLUNGSHAUSHALTES AUF SATELLITENMESSUNGEN

(E. RASCHKE, Köln)

### Zusammenfassung

Der planetare Strahlungshaushalt der Erde wurde mit Strahlungsmessungen berechnet, die von dem amerikanischen Satelliten *Nimbus 3* während der Perioden 16. April - 15. August 1969, 3. - 17. Oktober 1969 und 21. Januar - 3. Februar 1970 über der gesamten Erde gewonnen wurden. Diese Daten gestatteten eine Abschätzung von Jahresmittelwerten wie auch der jahreszeitlichen Variation der Strahlungsbilanzgrößen.

Mit der Annahme, daß die solare Einstrahlung einer Solarkonstanten von  $1360 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\sim 1,95 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ) entspricht, ergab sich im Jahresmittel nahezu vollkommenes Strahlungsgleichgewicht zwischen der Erde und dem Weltraum.

Die Erdalbedo hatte dann einen Wert von 28,4 % und die Wärmeemission der Erde entsprach einer Strahlungstemperatur von 255 K. Während der Hauptjahreszeiten befand sich die Erde nicht im Strahlungsgleichgewicht mit dem Weltraum.

### a. Einleitende Bemerkungen

Die Zirkulationsvorgänge im gekoppelten System Atmosphäre-Ozean werden angetrieben durch Unterschiede im Strahlungshaushalt desselben, in horizontaler wie auch in vertikaler Richtung. Energiequelle ist solare elektromagnetische Strahlung im Wellenlängenbereich zwischen etwa 0,2 und 4,0  $\mu\text{m}$ . Gegenüber deren Energieangebot, das mit dem Begriff der Solarkonstanten beschrieben wird, ist der Energiezufluß durch solare Partikelstrahlung vernachlässigbar klein, wenn auch wichtig für viele Vorgänge in der Magnetosphäre. Der Wärmezufluß aus dem Erdinnern beträgt weniger als ein Tausendstel der Solarkonstanten.

Eine genaue Kenntnis des Strahlungsaustausches zwischen der

Erde und dem Weltraum ist daher für viele Problemstellungen unerheblich. Zum einen bestimmt dieser den gesamten Energiehaushalt des Systems und damit auch die obere Randbedingung in allen numerischen Zirkulationsmodellen, d.h. die räumliche und zeitliche Veränderlichkeit von deren Strahlungsaustausch mit dem Weltraum muß mit der Natur im Einklang stehen. Andererseits ermöglicht allein eine genaue Kenntnis dieser natürlichen Größe genauere Rückschlüsse auf das Zirkulationsgeschehen und seine Anomalien selbst. Der Strahlungshaushalt unseres Planeten Erde war daher in den vergangenen Jahren Gegenstand vieler Untersuchungen, die hier nicht alle aufgezählt werden können.

Berechnungen desselben erfolgten zumeist über sehr vereinfachte Strahlungstransportmodelle, wobei klimatologische Daten der dazu notwendigen atmosphärischen Zustandsparameter (Temperatur, Feuchte) und der Bewölkung sowie der atmosphärischen Trübung hinzugezogen wurden. Diese Daten lagen zumeist nur für die Nordhalbkugel in befriedigender Qualität und Dichte vor, so daß nur für diese und dann nur im Jahreszeiten- bzw. Jahresmittel Ergebnisse über den Strahlungshaushalt gewonnen wurden (z.B. A. KATAYAMA, 1967; J. LONDON, 1956). Mittels der von H. van LOON (1972) u.a. bearbeiteten Klimawerte der Südhalbkugel gelangen J. LONDON et al. (1972) die umfassendsten Berechnungen der Strahlungshaushaltsgrößen. Anhand dieser empirischen Studien wurde angenommen, daß die Albedo des Planeten Erde etwa 33 bis 35 % betrug und dessen Wärmeausstrahlung einer Strahlungstemperatur von etwa 250 bis 252 K entsprechen mußte, damit Strahlungsgleichgewicht mit dem Weltraum im Jahresmittel erzielt werden konnte.

Diesen Berechnungen sind direkte globale Messungen der in den Weltraum reflektierten solaren und emittierten terrestrischen Strahlung zweifellos überlegen. Solche Messungen wurden zuerst mit integrierenden Kugelempfängern durchgeführt (M. WEINSTEIN und V. SUOMI, 1961). Später wurden diese Strahlungsflußdichtemessungen mit Plattenempfängern in verschiedenen Satelliten während mehrerer Jahre (1962-1965) durchgeführt,



so daß eine erste Übersicht über die jahreszeitliche Veränderlichkeit des Strahlungshaushaltes der Erde möglich war (T.H. von der HAAR und V. SUOMI, 1971). Infolge des großen Gesichtsfeldes der Empfänger, das die gesamte von Satelliten aus sichtbare Erdoberfläche umfaßt, erlauben diese Messungen bei einer mittleren Satellitenhöhe von ca. 1000 km eine horizontale Auflösung von nur ca. 2500 km auf der Erdoberfläche.

Eine wesentlich bessere Auflösung ermöglichen dagegen Strahlungsdichtemessungen. Diese müssen jedoch bei der Auswertung in Strahlungsflußdichtewerte umgerechnet werden. Solche Messungen wurden von verschiedenen TIROS-Satelliten und von Nimbus 2 und Nimbus 3 aus durchgeführt. An dieser Stelle soll nur kurz über die Auswertung der Daten von Nimbus 3 berichtet werden. Details, wie auch eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse von allen Satellitenmessungen wurden bereits an anderer Stelle veröffentlicht (E. RASCHKE et al., 1972; E. RASCHKE, 1972).

#### b. Das Auswerteprinzip

Die Strahlungsbilanz  $Q$  des Systems Erde-Atmosphäre (an einem Ort außerhalb der Erdatmosphäre oder als Mittel über eine Region) ist gleich der Differenz zwischen den Strahlungsflußdichten  $M$  der durch ein horizontales Flächenelement in das System einfallenden solaren Strahlung und der Summe der dieses System verlassenden reflektierten und emittierten Strahlungsflußdichten.

$$Q = M_s - M_r - M_e = M_s (1 - A) - M_e \quad (1)$$

$A$  wird als planetare Albedo bezeichnet. Die Strahlungsflußdichten müssen durch Integration der aus allen möglichen Richtungen auf eine Seite der Flächen einfallenden Strahlungsdichten berechnet werden. Dies ist nicht nötig bei der solaren Strahlung, die allerdings während dieser Experimente nicht gleichzeitig gemessen worden ist. Der durch sie bewirkte Energiezustrom wurde aus den jeweils als gut befundenen Werten für die Solarkonstante berechnet. In dieser Arbeit wurde der

von D. LABS und H. NECKEL (1971) aus verschiedenen Messungen berechnete Wert von  $1360 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\pm 1 \%$ ) verwendet. Diese Autoren konnten keine systematische Änderung der Solarkonstanten mit der Sonnenaktivität feststellen, während K.Ya. KONDRATYEV und G.A. NIKOLSKY (1970) Variationen von mehr als 2 % im Zusammenhang mit Änderungen der Sonnenfleckenrelativzahl anhand mehrerer Ballonmessungen bis zu 30-35 km Höhe fanden. Bei zukünftigen Strahlungsbilanzmessungen mittels Satelliten sollte auch diese Unsicherheit wenigstens durch direkte Messungen in einigen signifikanten Spektralbereichen beseitigt werden. Zudem würden damit eventuelle Reaktionen des Klimas auf ein vermehrtes oder vermindertes Energieangebot unmittelbar erfaßt werden können. Die Umrechnung der gemessenen Strahldichtewerte reflektierter und emittierter Strahlung in Werte der Strahlungsflußdichte, gemittelt über eine definierte Zeiteinheit erforderte mehrere Schritte, deren Durchführung wiederum auf Modellannahmen beruhte. Diese Rechenwege können an dieser Stelle nur vereinfacht dargestellt werden. Sie basierten auf der geometrischen Vorstellung, daß die Atmosphäre keine vertikale Ausdehnung hat, d.h. die Endergebnisse sind auf eine Kugeloberfläche mit dem mittleren Radius der Erde bezogen.

- a) Im ersten Rechenschritt werden die gesamten reflektierten ( $0,2-3,5 \mu\text{m}$ ) und emittierten ( $4-100 \mu\text{m}$ ) Strahldichten aus den gemessenen "gefilterten" Werten berechnet.

Die effektive spektrale Empfindlichkeit des solaren Kanals im Mehrkanalradiometer des Satelliten Nimbus 3 reichte nur von  $0,3-2,5 \mu\text{m}$  und bevorzugte zudem den nahen Infrarotbereich des sichtbaren Lichtes. Die Umrechnung erfolgte über die Annahme, daß das Reflexionsvermögen des Systems Erde-Atmosphäre in beiden Spektralintervallen unter Annahme einer bestimmten spektralen Einstrahlung (nach D. LABS und H. NECKEL, 1971) gleich sei.

Die terrestrische Wärmestrahlung wurde vom gleichen Radiometer, weil es nicht für Strahlungsbilanzmessungen konzipiert worden war, gleichzeitig in vier Spektralbereichen gemessen ( $5,7-7,2 \mu\text{m}$ ,  $10-13 \mu\text{m}$ ,  $14-16 \mu\text{m}$ ,  $20-23 \mu\text{m}$ ).

Diese gemessenen Strahldichten wurden mittels Regressionsbeziehungen in Strahldichten der gesamten Infrarotausstrahlung ( $4-100\text{ }\mu\text{m}$ ) umgerechnet. Vergleiche derselben mit gleichzeitigen Messungen von anderen Satelliten oder von hochsteigenden Flugzeugen aus waren leider nicht möglich, so daß systematische Fehler nicht ausgeschlossen werden können.

- b) Im zweiten Rechenschritt wird aus der über jedem Gebiet der Erde gemessenen Strahldichte ( $L$ ) die ein Flächenelement in den Weltraum verlassende Strahlungsflußdichte ( $M$ ) berechnet. Nimbus 3 umkreiste die Erde in einer quasi-polaren, sonnensynchronen Bahn. Daher erfolgte über jedem Gebiet der Erde pro Umlauf jeweils nur eine Messung bei einem bestimmten Zenit- und Azimutwinkel. Zu deren Umrechnung mußten aus Satelliten- und Flugzeugmessungen, wie auch mittels theoretischer Überlegungen, entsprechende empirische Beziehungen bestimmt werden.
- c) Im dritten Rechenschritt erfolgt schließlich die "Integration" über den gesamten Tag, die nötig war, da Nimbus 3 als sonnensynchron polarumlaufender Satellit über jedem Gebiet der Erde meist nur je eine Messung am Tag und dazu eine Infrarotmessung während der Nacht gewinnen konnte. Tagesgänge der Bewölkung und anderer den Strahlungstransport beeinflussenden meteorologischen Elemente werden vermutlich nur über Gebieten mit häufigen wandernden Störungen zu vernachlässigen sein.

Zur Berechnung der Tagesmittel der langwelligen Ausstrahlung wurden über jedem Gebiet die Tag- und Nachtmessungen entsprechend der Tageslichtlänge gemittelt. Über Kontinenten waren die Tagesmessungen oft beträchtlich höher als die Nachtmessungen.

Die Tagesmittelalbedo wurde wiederum durch "Integration" mit empirisch bestimmten Beziehungen berechnet, die im Prinzip die Änderung des Reflexionsvermögens einer Oberfläche mit dem Einstrahlungswinkel beschreiben. Hierbei wurde unterschieden zwischen wolkenfreien Gebieten über dem Meer, bewölkten Gebieten und Kontinenten sowie Eis- und Schneeflächen. Diese Beziehungen sollten in zukünftigen Arbeiten von Satellitenmessungen bestimmt werden.

### c. Ergebnisse

Von Nimbus 3 aus wurden die oben erwähnten Strahlungsbilanzmessungen über der Erde nahezu lückenlos während der folgenden Perioden durchgeführt: 16. April - 15. August 1969, 3. - 17. Oktober 1969, 21. Januar - 3. Februar 1970. In den Zwischenzeiten und danach wurden wegen mechanischer Fehler bei einem der Bandgeräte täglich nur die Daten von ein bis zwei Umläufen aufgezeichnet, obwohl das Radiometer bis Mitte 1971 einwandfrei funktionierte.

Nach der Auswertung jeder einzelnen Messung wurden jeweils halbmonatliche Mittel berechnet. Die räumliche Mittelung erfolgte über Gebiete mit einer Fläche von ca.  $400 \times 400 \text{ km}^2$ . Jahresmittel von zonalen wie auch globalen Mittelwerten wurden durch graphische Interpolation zwischen den entsprechenden Halbmonatsmitteln bestimmt. Diese Abschätzung beinhaltet viele Annahmen, die aufgrund des zeitlich sehr lückenhaften Datenmaterials keineswegs berechtigt sind. Jedoch war dies der einzige Weg, um erste Angaben über den Strahlungshaushalt im Jahresmittel und dessen jahreszeitliche Änderungen zu erhalten (s.a. E. RASCHKE et al., 1973). Es können an dieser Stelle nur wenige Ergebnisse vorgestellt werden.

#### c.1 Globale und zonale Mittel

Die jahreszeitlichen Änderungen der globalen und hemisphärischen Mittel der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten sind in der Abb. 1 wiedergegeben. Die Halbmonatswerte der ersten Meßserie streuen weniger als 1 % um diese Kurven, die einen ausgesprochenen Jahresgang andeuten. Zum Vergleich sind als Punkte die aus Messungen des Satelliten Nimbus 2, die 1966 erfolgten, berechneten globalen Mittel eingetragen. Diesen wurde der damals als "gültig" anerkannte Wert der Solarkonstanten von  $2,0 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ , also eine um 2,5 % höhere Einstrahlung, zugrunde gelegt (E. RASCHKE und W.R. BANDEEN, 1970).

Die jahreszeitliche Änderung der Absorption beruht sowohl auf

den die Einstrahlung bestimmenden Parametern der Erdbahn und -rotation als auch auf der jahreszeitlich bedingten Albedoänderung. Letztere wird insbesondere durch die sich ändernde Schnee- und Eisbedeckung der Kontinente im Frühjahr und Sommer der Nordhalbkugel deutlich sichtbar. Die Jahreswelle der thermischen Ausstrahlung über der Nordhalbkugel zeigt deutlich die bekannte Phasenverschiebung gegenüber der Einstrahlung. Über der Südhalbkugel ist, wegen der wenigen kontinentalen Flächen, diese Welle nicht beobachtbar. Jahreszeitliche Änderungen der Meeresoberflächentemperatur, die bekannt sind (H. van LOON, 1972), werden durch die Bewölkung kompensiert. Strahlungsgleichgewicht mit dem Weltraum wird offensichtlich nur während der Übergangsjahreszeit erreicht.

Die Rechnung ergab für das Jahresmittel nahezu Strahlungsgleichgewicht des Planeten Erde mit dem Weltraum; d.h. der errechnete Überschuß von  $3 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\sim 0,004 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ) ist sehr klein und innerhalb der Fehlergrenze der Beträge der absorbierten und emittierten Strahlungsenergie von  $243 \text{ Wm}^{-2}$  bzw.  $240 \text{ Wm}^{-2}$ . Die erstere entspricht einer planetaren Albedo von 28,4 %, während letztere einer Strahlungstemperatur von 255 K entspricht. T.H. von der HAAR und V.E. SUOMI (1971) fanden ebenfalls eine gegenüber den früheren Berechnungen "dunklere" und "wärmere" Erde. Der Unterschied im Energieangebot (und der -abgabe) zwischen den Satelliten- und Rechenergebnissen beträgt etwa 5 %. Die Nordhalbkugel hat gegenüber der Südhalbkugel ein Strahlungsdefizit von etwa  $8 \text{ Wm}^{-2}$ .

Der Vergleich zonaler Mittelwerte (Abb. 2) zeigt, daß in den Rechnungen insbesondere in den Tropen und Subtropen die Bewölkung in ihrem Beitrag zur Beeinflussung des Strahlungstransportes offensichtlich überschätzt worden ist. Diese Profile zeigen aber auch deutliche Unterschiede im Strahlungshaushalt beider Halbkugeln. Die Südhalbkugel ist in den Subtropen (fehlende Landflächen, wie z.B. Sahara) und über der Antarktis wesentlich kälter als die Nordhalbkugel in den entsprechenden Breitengürteln. Dagegen erscheint ihre

Albedo in den Tropen und Subtropen bis etwa  $40^{\circ}\text{S}$  geringer und über der Antarktis höher. Infolge der im Jahresmittel tieferen Temperaturen über der gesamten Antarktis ist deren Strahlungsdefizit weitaus geringer als das der Arktis.

Die berechneten Kurven des bei Annahme von Gleichgewicht zur Aufrechterhaltung dieses Zustandes notwendigen numerischen Energietransportes sind in der Abb. 3 wiedergegeben. Diese zeigen deutliche Abweichungen untereinander in der Amplitude und geographischen Breite des Maximums. Die Daten von Nimbus 3 ergaben für die Südhalbkugel einen gegenüber der Nordhalbkugel etwas geringeren polwärts gerichteten Transport. Wegen deren Strahlungsüberschuß erfolgt sogar ein geringfügiger Energietransport von  $0,11 \cdot 10^{22} \text{ cal a}^{-1} = (1,46 \cdot 10^{14} \text{ W})$  über den Äquator nach Norden. Dieser Wert ist etwas geringer als der von A. OORT (1971) für die Atmosphäre allein berechnete Transport. Die Subtraktion des Transportes durch die Atmosphäre vom Gesamtwert muß den Transport durch Meeresströmungen ergeben. Dieser wurde damit etwa doppelt so groß erhalten als frühere Abschätzungen (z.B. C.W. NEWTON, 1972) erkennen ließen.

#### c.2 Weltkarten der Jahresbilanz

Zur Darstellung der weltweiten Verteilung der Strahlungsbilanz (Q) und ihrer Komponenten wurden die Ergebnisse von nur 4 Halbmonatsperioden (1.-15. Mai, 16.-31. Juli, 3.-17. Oktober 1969, 21. Januar - 3. Februar 1970) verwendet mit der Annahme, daß die während dieser Perioden gemessene Albedo und Wärmestrahlung über jedem Gebiet nur wenig vom jahreszeitlichen Mittel abweicht. Auch diese Annahme wurde durch den Datenmangel erzwungen. In den Abb. 4-6 sind die daraus erhaltenen Karten der Albedo, Wärmestrahlung und Strahlungsbilanz wiedergegeben. In den beiden ersten Karten sind dunkel hervorgehoben die Gebiete geringster Albedo ( $< 20\%$ ) und höchster Ausstrahlung ( $> 0,39 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} = 272 \text{ Wm}^{-2}$ ). Diese Gebiete sind nahezu identisch mit den wolkenarmen Hochdruckgebieten der Subtropen. Sie werden getrennt von den nicht wolkenfreien Gebieten der Inner-tropischen Konvektionszone, wie auch den tropischen kontinen-

talenen Konvektionsgebieten. Deren hochreichende Wolkenobergrenzen vermindern deutlich die Wärmeabgabe in den Weltraum. Ihre Albedo ist im Mittel sogar geringer als über den Wüsten Nordafrikas und Arabiens. An die Subtropen schließen sich polwärts die zyklonenreichen Gürtel der mittleren Breiten mit größerer Bedeckung und tieferen Temperaturen an. Die Albedo der Schnee- und Eisfelder der Antarktis beträgt wie über Grönland etwa 62-65 %, ist aber wegen der selektiven Absorption in der Atmosphäre und im Schnee (Eis) geringer als die aus Bodenbeobachtungen berechneten Werte. Die gesamte Arktis emittiert etwa 30 % mehr Strahlungsenergie in den Weltraum als die hohen Eis- und Schneeflächen der Antarktis.

In der Karte der Strahlungsbilanz tritt deutlich das meridionale Energiegefälle hervor. Die vorwiegend zonale Struktur der Isoplethendarstellung auf der Südhalbkugel wird nur durch wenige Kontinente gestört. Die heißen und stark reflektierenden Wüsten Südamerikas, -afrikas, Australiens und - wesentlich verstärkt - Nordamerikas, erscheinen als deutliche Defizitgebiete im Jahresmittel. Insbesondere für das letztere Gebiet wurde während *aller* Jahreszeiten ein Strahlungsdefizit gegenüber seiner unmittelbaren Umgebung gefunden. Dies ist ein neues und unvermutetes Ergebnis. Der dieses Defizit ausgleichende Zirkulationsmechanismus in der Atmosphäre ist noch keineswegs befriedigend erklärt.

#### d. Abschließende Bemerkungen

Diese Untersuchungen des Strahlungshaushaltes der Erde wurden in ihrem größten Teil in Zusammenarbeit mit Kollegen der Colorado State University (T.H. von der HAAR) und des Goddard Space Flight Center der NASA (W.R. BANDEEN und M. PASTERNAK) durchgeführt. Detailstudien, wie etwa des Strahlungshaushaltes beider Polargebiete, sind noch in Bearbeitung.

Einige der aus den Nimbus 3-Daten abgeleiteten Ergebnisse bestätigen ältere Angaben, die aus anderen Satellitendaten bereits abgeleitet wurden. Andere Ergebnisse, wie z.B. das

Strahlungsgleichgewicht zwischen den beiden Erdhalbkugeln oder des gesamten Planeten während der Hauptjahreszeiten, sind neu. Sie waren zum Teil bereits vermutet worden und finden auch einsichtige Erklärungen, mögen aber auch nur während der Meßperiode aufgetreten sein. Diese wie auch alle anderen aus Satellitendaten abgeleiteten Ergebnisse über die Strahlungsbilanz haben durchaus ein neues Bild über die Größe und geographische Verteilung von deren Komponenten vermittelt. Sie sind aber nur der Anfang der für das wichtig (auch im globalen Atmosphärenforschungsprogramm (GARP)) erachteten Untersuchungen des Zustandes und der Veränderlichkeit des Klimas, denn es mußten bei der Auswertung sehr viele Modellvorstellungen herangezogen wie auch Datenlücken in Kauf genommen werden. Viele derselben könnten weitgehend vermieden werden, wenn Strahlungsbilanzmessungen gleichzeitig von mehreren, optimal in Umläufe platzierten Satelliten aus durchgeführt werden. Alle bisher aus Satellitenmessungen berechneten Ergebnisse beruhen auf Messungen von jeweils nur einem einzelnen Satelliten.

Da solche Messungen gegenüber anderen nur geringe Datenströme verursachen, sind sie keineswegs zu kostspielig, um nicht auch als Forschungsbeitrag der Bundesrepublik für das globale Atmosphärenforschungsprogramm im kommenden Jahrzehnt ernsthaft in Erwägung gezogen werden zu können.

Diese Arbeit wurde finanziell unterstützt vom BMFT im Rahmen des Forschungsvorhabens WRK 189. Teiluntersuchungen werden fortgeführt im Vorhaben Ra 195/5 der DFG.



## LITERATUR

- Katayama, A., 1967: On the radiation budget of the troposphere over the Northern Hemisphere (II). Hemispheric distribution. J. Met. Soc. Japan, Ser. II, 45, 1-25
- Kondratyev, K.Ya. and G.A. Nikolsky, 1970: Solar radiation and solar activity. Quart. J. R. Met. Soc. 96, 509-522
- Kondratyev, K.Ya., 1972: Radiation processes in the atmosphere. WMO, No. 309
- Labs, D. and H. Neckel, 1971: The solar constant. A compilation of recent measurements. Solar Phys. 19, 3-15
- London, J., 1956: A study of the atmospheric heat balance. Final Rep., Contract AF 19 (122) to 165. New York Univ. pp. 99
- London, J. and T. Sasamori, 1971: Radiative energy budget of the atmosphere. Space Res. XI, 639-649, Akad. Verl. Berlin
- London, J., T. Sasamori and D.V. Hoyt, 1972: Radiation budget of the Southern Hemisphere. In C.W. Newton (Ed.), Meteorology of the Southern Hemisphere. Meteorol. Monogr. 13, 9-24
- Newton, C.W., 1972: Southern Hemisphere General Circulation in relation to global energy and momentum balance. In C.W. Newton (Ed.), Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteorol. Monogr. 13, 215-258
- Newell, R.E., D.G. Vincent, T.G. Dopplnick, D. Ferruzza and J.W. Kidson, 1970: The energy balance of the global atmosphere. Proc. Conf. on Global Circulation of the Atmosph., London. R. Met. Soc. 42-90
- Oort, A., 1972: The observed annual cycle in the meridional transport of atmospheric energy. J. atmosph. sci. 28, 325-339

- Raschke, E., T.H. von der HAAR, M. Pasternak und W.R. Bandeen, 1972:  
The radiation balance of the earth - atmosphere  
system from Nimbus 3 radiation measurements  
(16 April 1969 to 3 February 1970). Nat. Space  
Admin., Techn. Note D-7249
- Raschke, E., 1972: Die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre.  
Neuere Ergebnisse von Satellitenmessungen.  
Z. Geophys. 38, 967-1000
- Raschke, E., T.H. von der HAAR, W.R. Bandeen und M. Pasternak, 1973:  
The annual radiation balance of the earth-atmosphere  
system during 1969-1970 from Nimbus 3 measurements.  
J. atmosph. sci. 30, 341-364
- Raschke, E. and W.R. Bandeen, 1970: The radiation balance of the  
planet earth from radiation measurements of the  
satellite Nimbus 2. J. appl. meteorol. 9, 215-238
- Loon, van H., 1972: Temperature, pressure, wind, cloudiness and  
precipitation in the Southern Hemisphere. In  
C.W. Newton (Ed.), Meteorology of the Southern  
Hemisphere. Meteorol. Monogr. 13, 25-112
- von der HAAR, T.H. and V.E. Suomi, 1971: Measurements of the earth's  
radiation budget from satellites during a five-year  
period. Part I: Extended time and space means.  
J. atmosph. sci. 28, 305-314
- Weinstein, M. and V. Suomi, 1961: Analysis of satellite infrared  
radiation measurements on a synoptic scale.  
Monthly Weather Rev. 89, 419-428

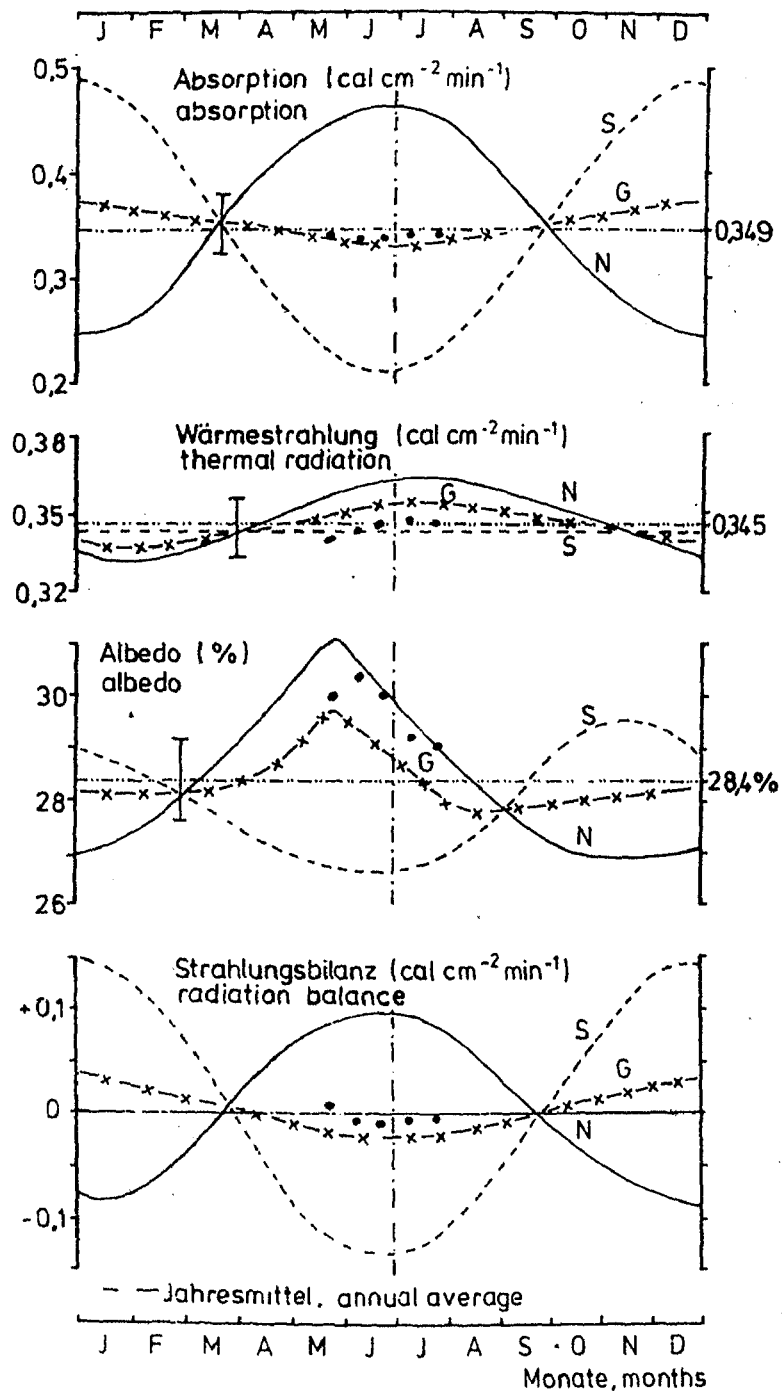


Abb. 1: Jahresgang globaler und hemisphärischer Mittel, berechnet aus Meßdaten des Satelliten Nimbus 3 (5 Halbmonatsperioden mit Messungen des Satelliten Nimbus 2, 1966),  
N = Nordhemisphäre, S = Südhemisphäre, G = global

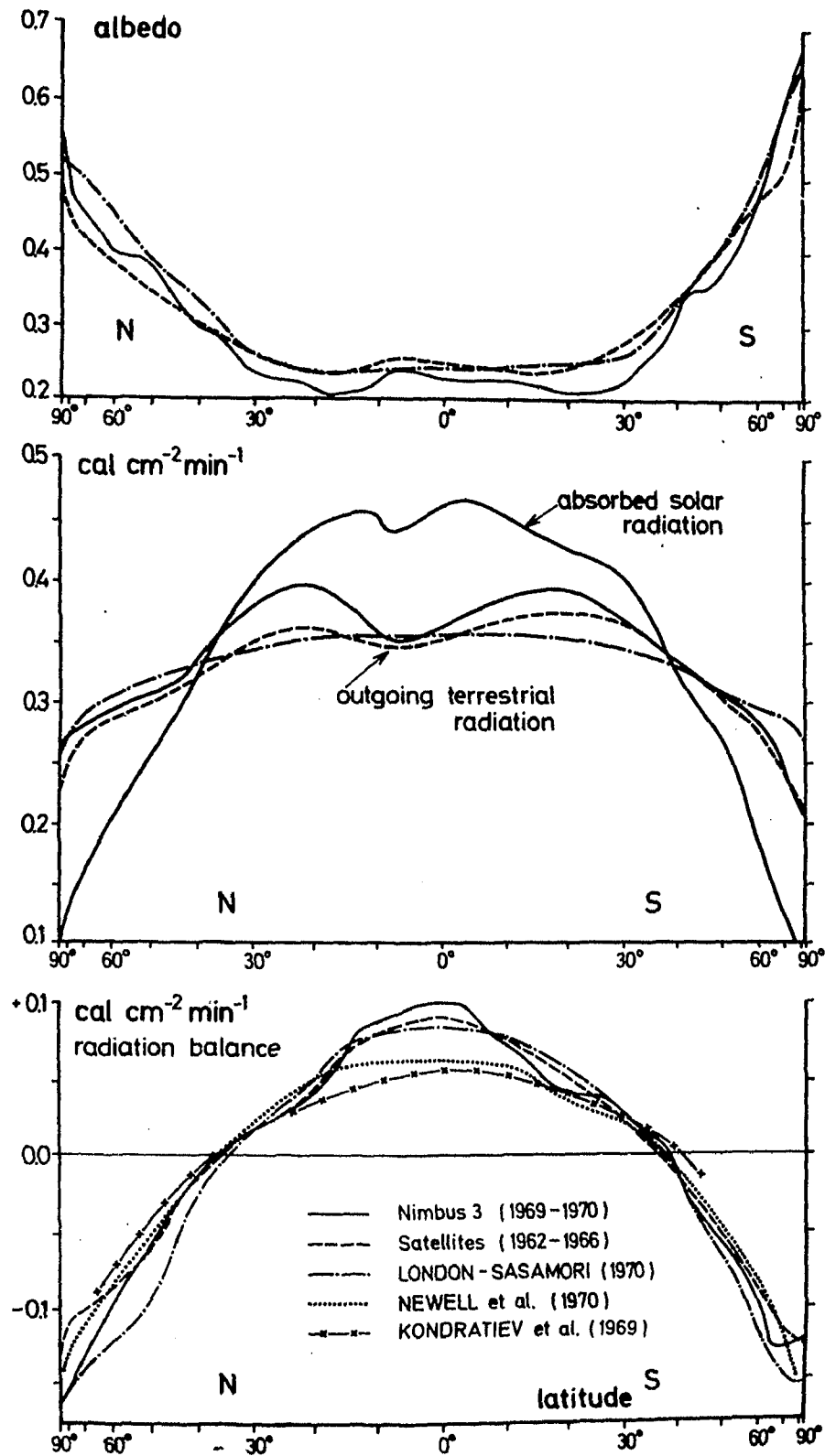


Abb. 2: Zonale Jahresmittel der Strahlungsbilanz mit ihren Komponenten, berechnet aus Satellitenmessungen und Klimadaten.

— Nimbus 3 (1.-15. Mai, 16.-31. Juli, 3.-17. Oktober 1969, 21. Januar - 3. Februar 1970)

- - - Satelliten: Messungen verschiedener Satelliten (nach von der HAAR und Suomi, 1971)

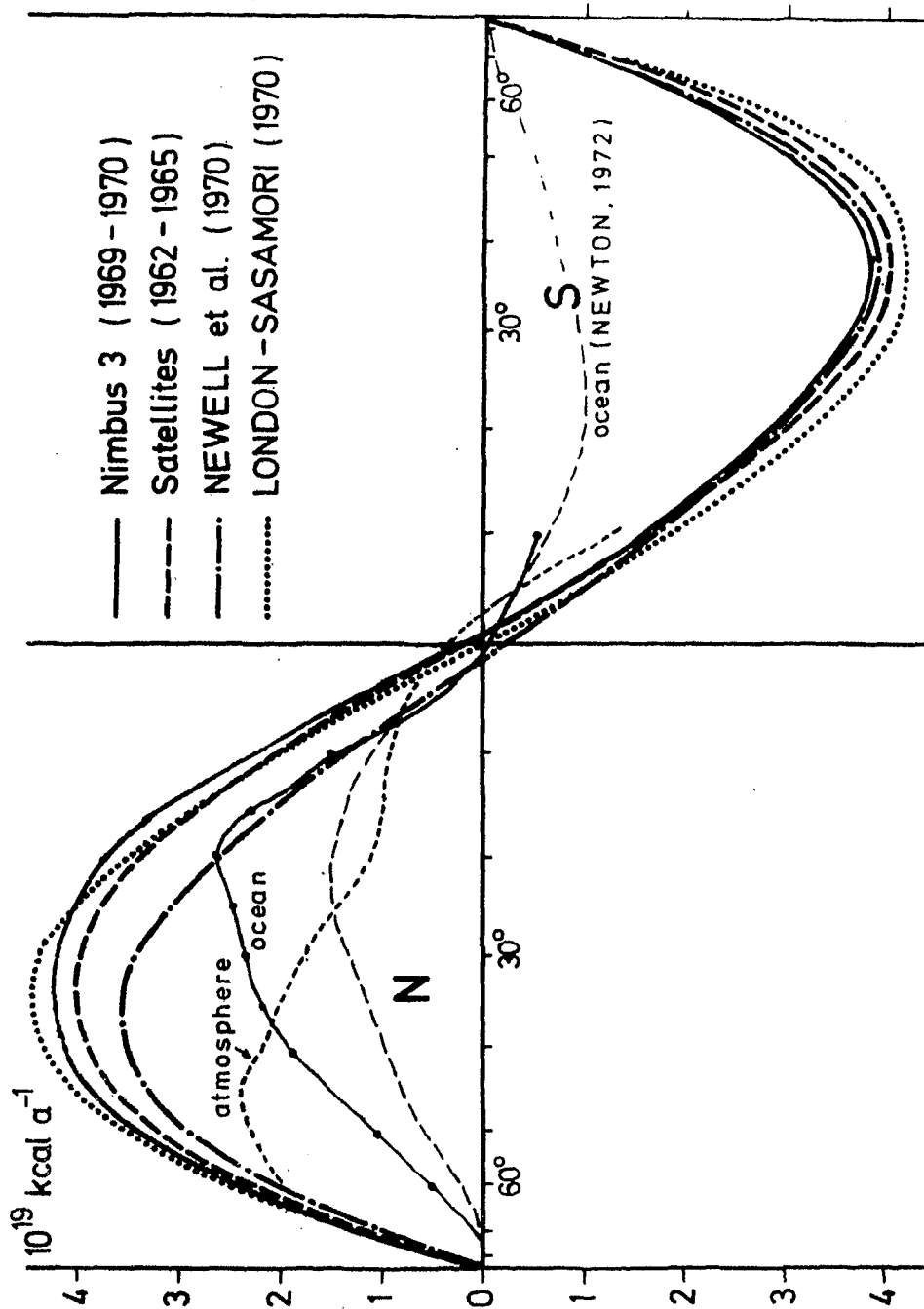
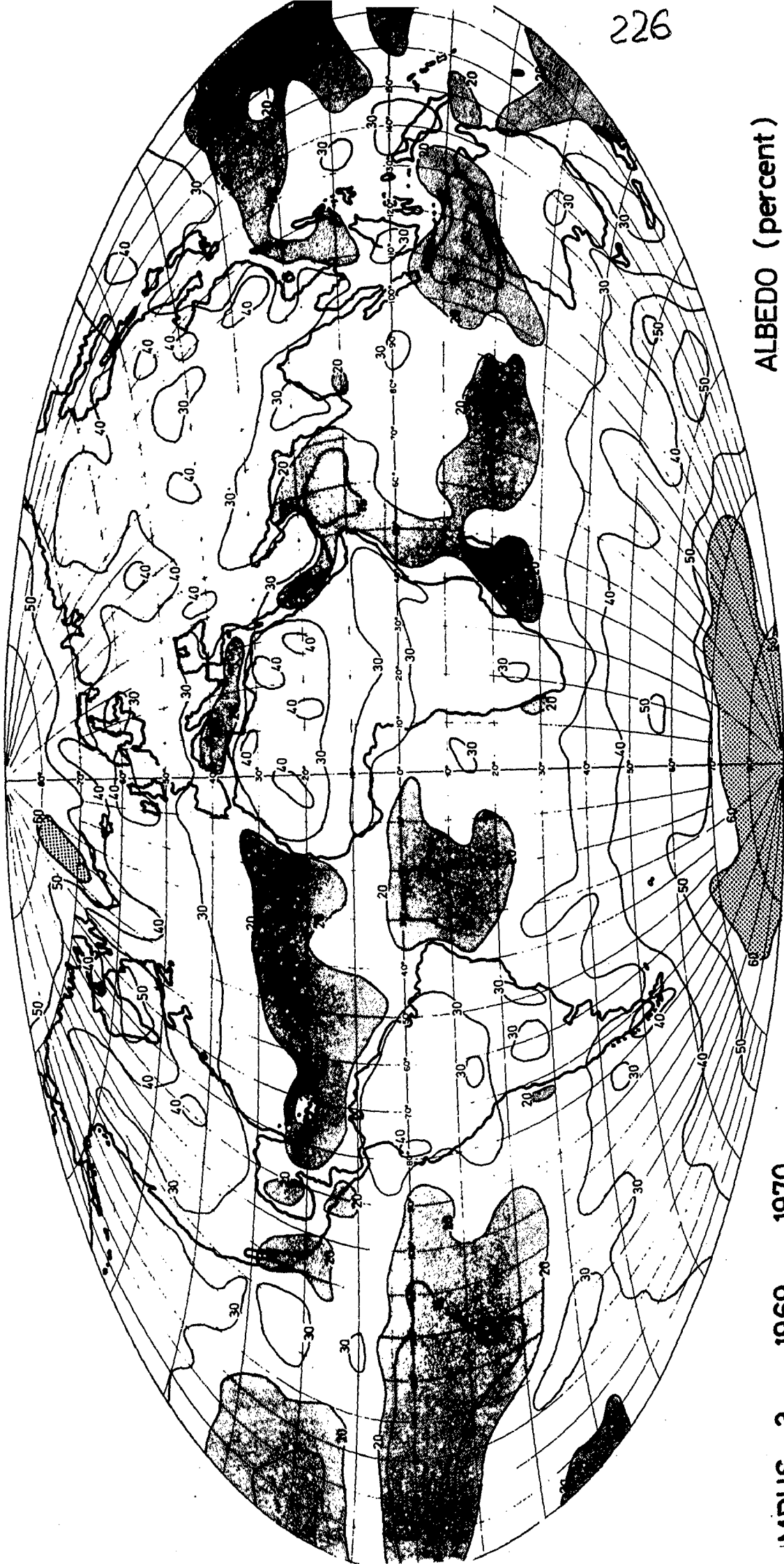


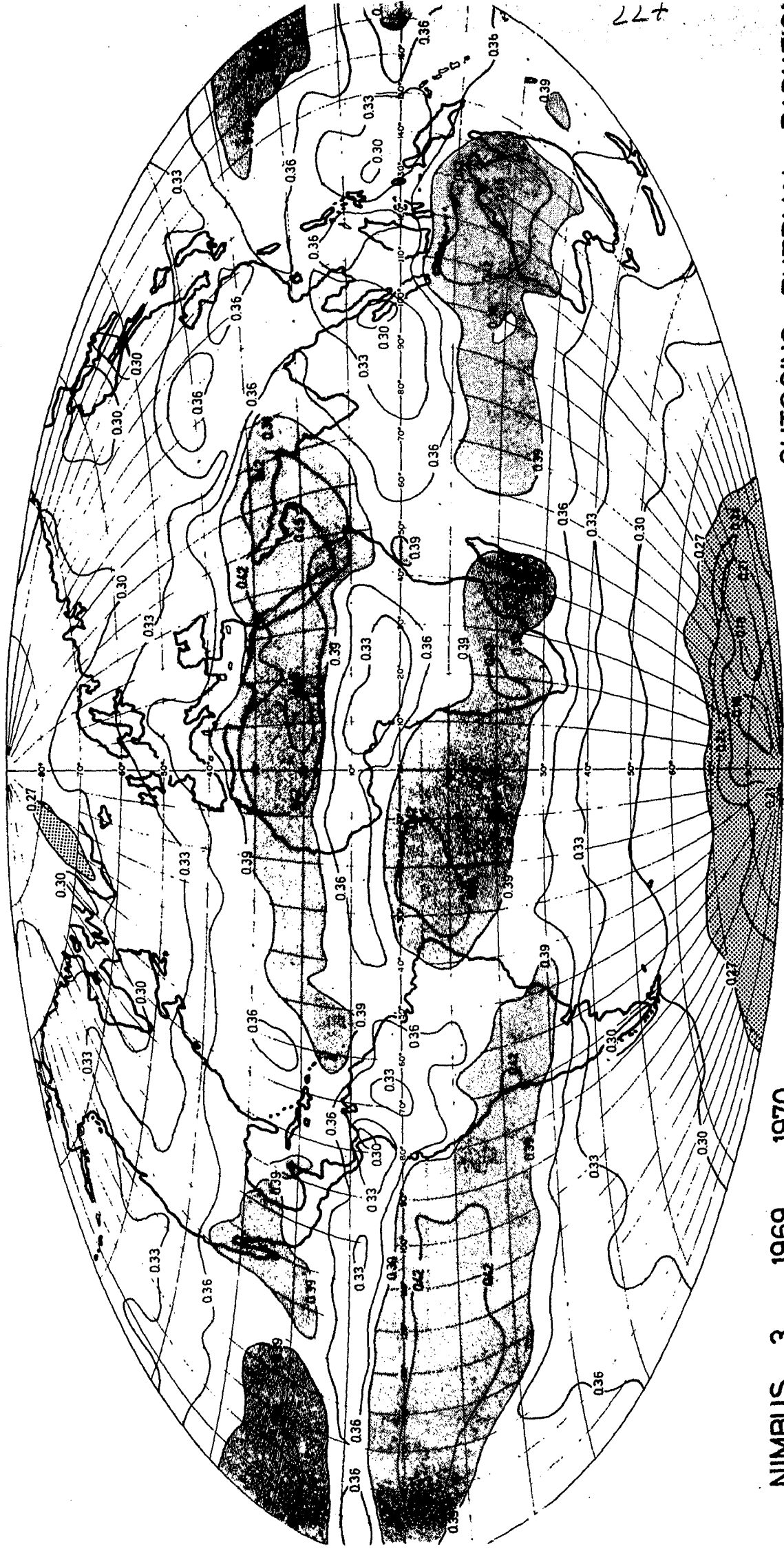
Abb. 3: Polwärts gerichteter Energietransport zur Aufrechterhaltung des vorhandenen Zustandes.  
 ----- atmosphere: in der Atmosphäre allein (Oort, 1971)  
 ----- ocean : in den Ozeanen allein, berechnet als Differenz zwischen den aus Nimbus 3-Messungen und von Oort bestimmten Transportwerten  
 ----- ocean : in den Ozeanen allein (nach Newton, 1972)



ALBEDO (percent)

IMBUS 3 1969 - 1970

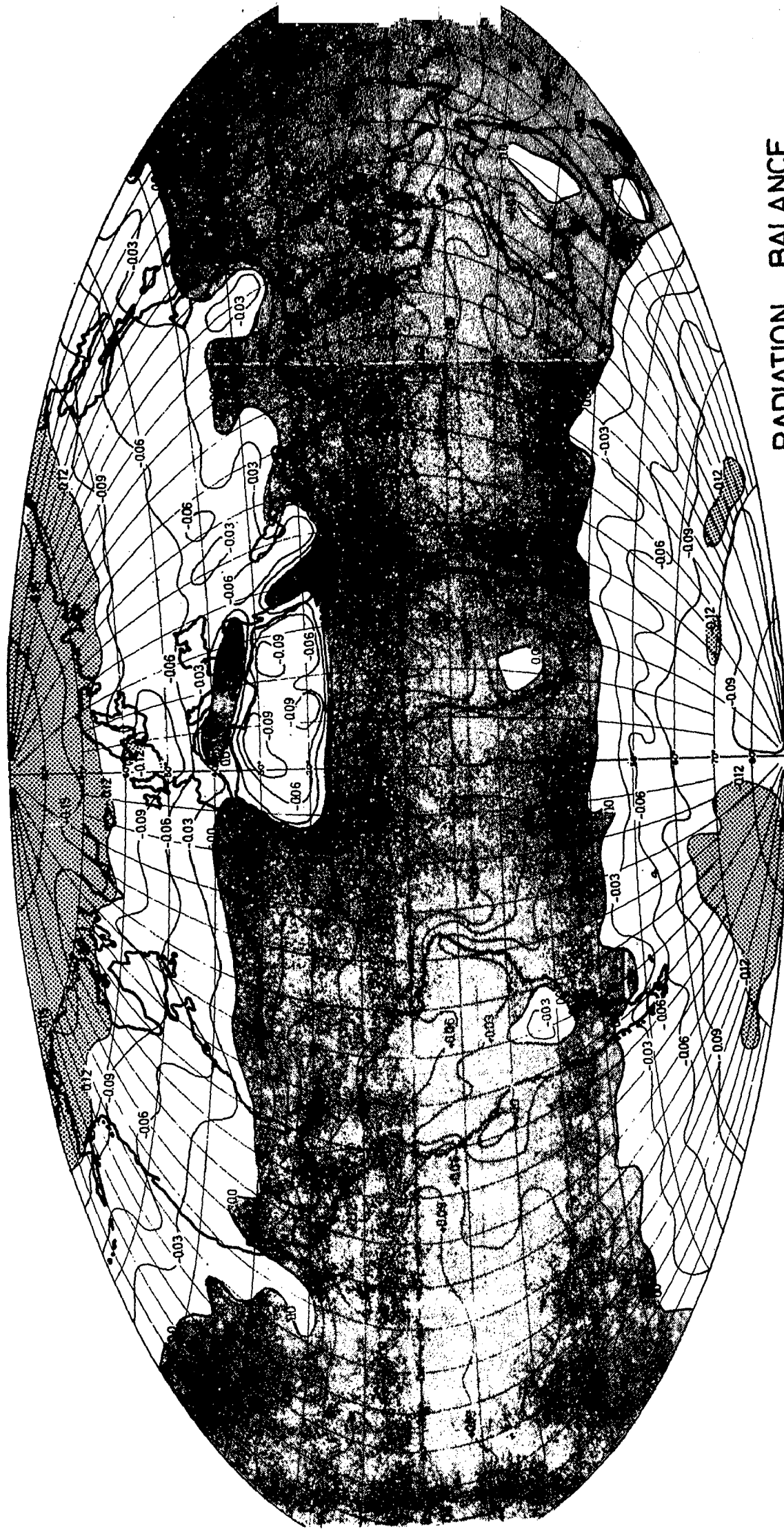
Abb. 4: Jahresmittel der Albedo des Systems Erde-Atmosphäre, berechnet aus Strahllichtmessungen des Satelliten Nimbus 3 während der Perioden 1.-15. Mai, 16.-31. Juli, (RASCHKE et al., 1972b)



NIMBUS 3 1969 - 1970

OUTGOING THERMAL RADIATION  
 (cal cm<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup>)

Abb. 5: Jahresmittel der Wärmestrahlung des Systems Erde-Atmosphäre, weitere Legende s. Abb. 4



RADIATION BALANCE  
( $\text{cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ )

NIMBUS 3 1969 - 1970

Abb. 6: Jahresmittel der Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre, weitere Legende s. Abb. 4